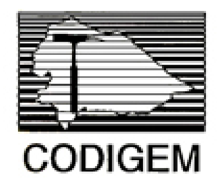


CORPORACIÓN DE DESARROLLO E INVESTIGACIÓN GEOLÓGICO-MINERO-METALÚRGICA



MINISTERIO DE ENERGÍA Y MINAS



DEPARTMENT FOR INTERNATIONAL DEVELOPMENT



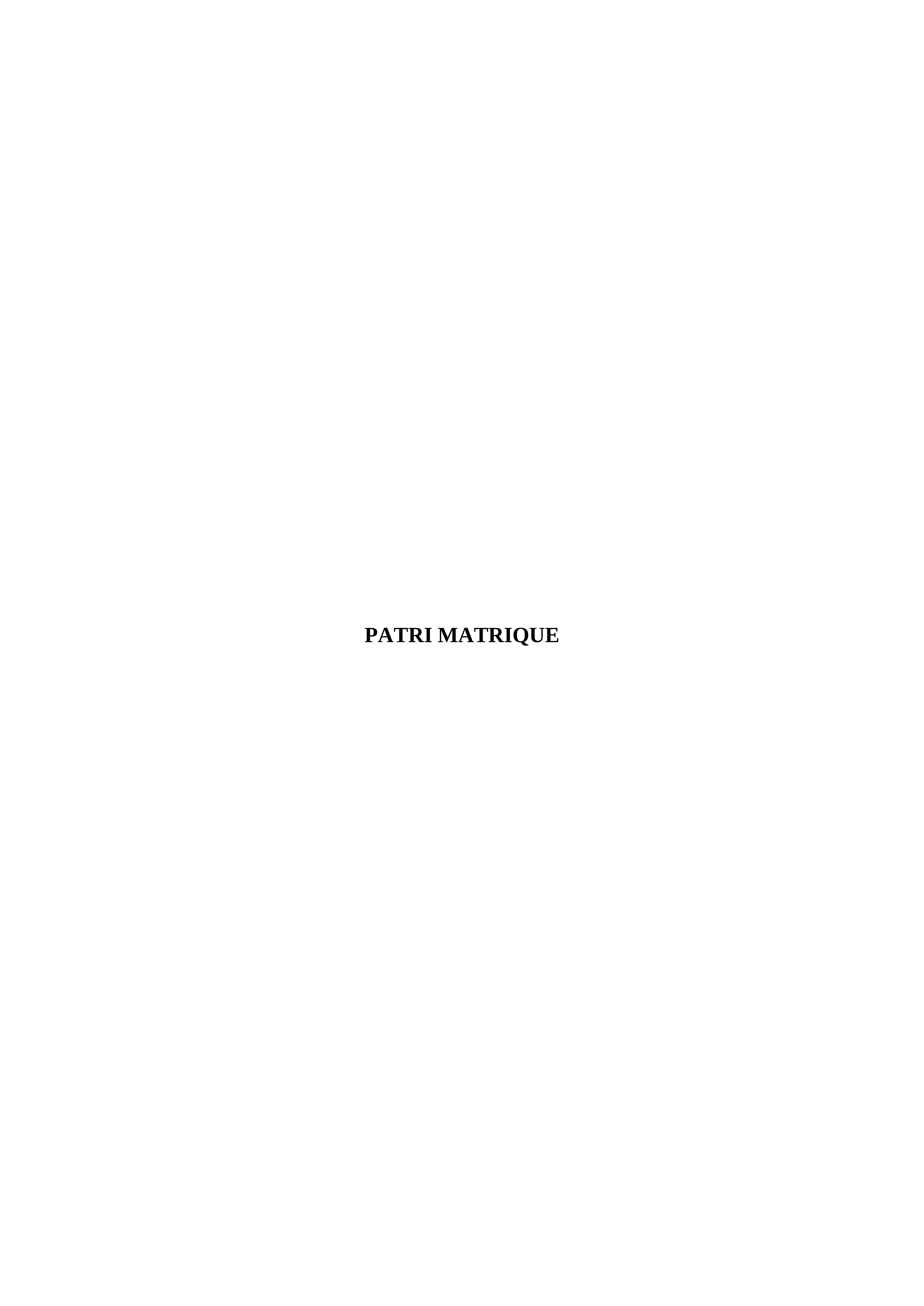
BRITISH GEOLOGICAL SURVEY

INFORME No. 3

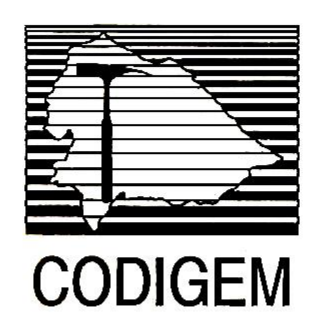
MAPA PARCIAL DE LA REPÚBLICA DEL ECUADOR

PROYECTO DE DESARROLLO MINERO Y CONTROL AMBIENTAL DEL BANCO MUNDIAL

PROGRAMA DE INFORMACIÓN Y CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA (CORDILLERA OCCIDENTAL)



PATRI MATRIQUE





PROYECTO DE DESARROLLO MINERO Y CONTROL AMBIENTAL

PROGRAMA DE INFORMACIÓN Y CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

Informe Número 3

GEOLOGÍA DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL DEL ECUADOR

ENTRE 1°00' Y 2°00'S

William McCourt

Pablo Duque

Luis Pilatasig

CODIGEM-BRITISH GEOLOGICAL SURVEY

Quito-Ecuador

1997

Traducción al español por

Stalyn Paucar

2024

Referencia

McCourt, W., Duque, P. & Pilatasig, L. (1997). *Geología de la Cordillera Occidental del Ecuador entre 1°00' y 2°00'S* (Stalyn Paucar, Ed. y Trad., 2024). Informe Número 3. Programa de Información y Cartografía Geológica. BGS-CODIGEM/MEM.

CONTENIDO

FIGURAS

LÁMINAS

ANEXOS

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Antecedentes

El mapeo de este cuadrante, a escala 1:50000, se llevó a cabo como parte del Programa de Información y Cartografía Geológica (PICG) de la Cordillera Occidental del Ecuador, subcomponente 3.3, del Proyecto de Asistencia Técnica para el Desarrollo Minero y Control Ambiental (PRODEMINCA). Este proyecto multinacional es cofinanciado por el Banco Mundial y los gobiernos de Ecuador, Suecia y el Reino Unido (a través de la *Overseas Development Administration*, ODA, ahora *Department for International Development*, DFID). Uno de sus principales objetivos es atraer inversión privada al sector minero ecuatoriano, mediante la producción de una base de datos geológica y geoquímica exacta e internamente consistente para la Cordillera Occidental. Las investigaciones fueron realizadas conjuntamente por geólogos del British Geological Survey (BGS), la Corporación de Desarrollo e Investigación Geológico-Minero-Metalúrgica (CODIGEM) y consultores nacionales de PRODEMINCA. El trabajo de campo se llevó a cabo entre septiembre de 1995 y enero de 1996, y de mayo a noviembre de 1996, un total de 180 días cubriendo un área de aproximadamente 7000 km^2, con altitudes que varían desde menos de 200 m hasta más de 4600 m sobre el nivel del mar. La información presentada en este informe es el producto de investigaciones realizadas en campo, laboratorio y oficina, llevadas a cabo por W. J. McCourt, P. Duque, L. Pilatasig (a partir de 05/1996) y R. Villagómez (09/1995-02/1996), y la ubicación del área estudiada se muestra en la Fig. 1. El terreno y el clima son extremadamente variados dentro del área, reflejando la variación en altitud desde la llanura costera occidental hasta el páramo alto del este y sureste. Las laderas occidentales de la cordillera están cubiertas por selva tropical primaria con pocos asentamientos y difícil acceso, mientras que el área del páramo por encima de los 3500-4000 m es fría e inhóspita, habitada por comunidades indígenas aisladas.



Figura 1. Ubicación del área de estudio

1.2 Marco geológico del Ecuador

Geográficamente y geomorfológicamente, Ecuador se divide en tres unidades principales: una región andina central, la “Sierra”, que separa la Cuenca Amazónica u “Oriente” al este, de la Llanura Costera o “Costa” al oeste, que reflejan provincias geológicas fundamentalmente diferentes. El Oriente es una cuenca sedimentaria que se extiende desde el Mesozoico hasta el Cenozoico e incluye una secuencia de plataforma carbonatada, superpuesta sobre un basamento cratónico más antiguo. Tanto el basamento como las secuencias suprayacentes han sido intruidos por grandes batolitos granitoides, principalmente a lo largo de la compleja zona subandina de pliegues y cabalgamientos que separa el Oriente de la Sierra al oeste. La Sierra comprende dos cadenas montañosas subparalelas separadas por un graben. La Cordillera Real al este está dominada por cinturones lineales de rocas metamórficas, intruidas por granitoides del Mesozoico Temprano, de tipo S e I, y cubiertas a lo largo de gran parte de su extensión por rocas volcánicas del Cenozoico. La Cordillera Occidental al oeste del graben está dominada por rocas volcánicas y volcanoclásticas basálticas del Mesozoico Tardío al Cenozoico Temprano, que representan al menos en parte terrenos oceánicos acrecionados, y turbiditas clásticas, intruidas por granitoides del Terciario Medio-Tardío y cubiertas por secuencias posteriores al Eoceno de margen continental, principalmente volcánicos de composición ácida a intermedia, de carácter calco-alcalino. La Depresión Interandina o graben central es una importante estructura extensional delimitada por fallas activas. Contiene extensas secuencias sedimentarias y volcánicas del Terciario al Reciente que probablemente datan del Oligoceno-Mioceno. La Costa comprende la región baja al oeste de los Andes y representa una serie de cuencas de antearco que se extienden desde el Cretácico Tardío hasta el Cenozoico, subyacidas por corteza oceánica básica.

1.3 Estudios geológicos previos

Wolf (1892) produjo el primer mapa y una síntesis geológica y geográfica integral del Ecuador. Este trabajo se mantuvo como la referencia estándar hasta los de Sauer (1957, 1965), que incluyeron y complementaron el trabajo anterior de Tschopp (1948, 1953) basado principalmente en extensos estudios de las cuencas sedimentarias del Ecuador para la industria petrolera. Estudios sistemáticos adicionales de estas cuencas fueron llevados a cabo por el Instituto Francés del Petróleo (IFP, por ejemplo, Faucher et al., 1968), lo que llevó a la publicación de un mapa geológico nacional a escala 1:1000000 en 1969 (Servicio Nacional de Geología y Minería) y a la primera síntesis geodinámica realizada por Faucher y Savoyat (1973). Entre 1969 y 1980, el mapeo sistemático realizado por geólogos de la Dirección General de Geología y Minas (DGGM) y del *Institute of Geological Sciences* (IGS), ahora BGS, bajo el Proyecto de Cooperación Técnica bilateral entre los gobiernos de Ecuador y el Reino Unido, resultó en la publicación de varios mapas geológicos regionales a escala 1:100000 y un nuevo mapa nacional a escala 1:1000000 con su respectivo boletín explicativo (DGGM e IGS, 1982; Baldock, 1982). Publicaciones relacionadas sobre la geología y estratigrafía del Ecuador incluyen las de Kennerley (1980), Bristow y Hoffstetter (1977), Bristow (1981) y Henderson (1977, 1979). Otros estudios regionales más especializados incluyen, entre otros, a Sigal (1968), Goossens (1972), Goossens y Rose (1973), Feininger (1977, 1978) y DGGM (1980).

El proyecto de cooperación técnica BGS-(DGGM/INEMIN)-CODIGEM realizado entre 1986 y 1993 produjo informes y mapas detallados sobre la geología y el potencial mineral del basamento metamórfico de la Cordillera Real (Litherland et al., 1994; Aspden et al., 1995; BGS-CODIGEM, 1994a, b) además de nuevos mapas geológicos y tectono-metalogénicos nacionales a escala 1:1000000 (BGS-CODIGEM, 1993a, b).

1.4 Acceso

El acceso al área cartografiada es bueno, con ocho carreteras principales que cruzan la cordillera: Apagua-El Corazón-Moraspungo, El Corazón-Facundo Vela-Guaranda, Echeandía-Chazo Juan-Guaranda, Caluma-Guaranda, Ambato-Simiátug-Guaranda, Guaranda-Balzapamba-Babahoyo, Babahoyo-Chillanes-Pallatanga y Pallatanga-Riobamba, además de numerosos caminos locales, muchos de los cuales son transitables en un vehículo de doble tracción. La exposición geológica es generalmente abundante a lo largo de muchas de estas carreteras, pero típicamente muy meteorizada. En contraste, la mayoría de los ríos accesibles contienen pocos afloramientos, predominando el material rodado de tamaño de bloque. Están disponibles mapas topográficos a escala 1:50000 para toda el área y mapas a escala 1:100000 para el 66% (Quevedo, Ambato, Chimborazo y Riobamba). Debido a las consideraciones climáticas, solo es posible trabajar en los meses de verano, de (fines de) mayo a diciembre, especialmente en el páramo.

1.5 Agradecimientos

La asistencia administrativa al proyecto ha sido buena, en particular con la contraparte ecuatoriana CODIGEM y la *World Bank Coordinating Unit* (UCP). El apoyo científico para el proyecto ha sido proporcionado por BGS, en particular las divisiones de petrografía y paleontología, mientras que el apoyo administrativo y personal brindado a los miembros de BGS por la División Internacional y, en particular, por el Geólogo Regional para América Latina, Sr. R. B. (Rob) Evans, es muy apreciado. El financiamiento para el personal del PICG fue proporcionado por ODA y administrado a través de Miar Townsend y Harshad Sarvia. Las visitas de monitoreo y asesoría al proyecto en nombre de ODA fueron realizadas por Geoff Walduck, y los representantes de ODA en Quito, Mike Dunn y Julie Ashdown, bajo la dirección de HMA Richard Lavers, han brindado una asistencia invaluable. El personal ecuatoriano del proyecto ha trabajado con entusiasmo y dedicación durante los dos años de la Fase I del PICG, y sin sus contribuciones los objetivos del proyecto, en particular la finalización exitosa del trabajo de campo según lo programado, no podrían haberse cumplido. La secretaria del PICG, Fabiola Alcocer, ha realizado todas las numerosas tareas administrativas del proyecto admirablemente, y se debe agradecer en particular al cartógrafo del proyecto, Víctor Acitimbay, por producir manualmente los mapas base topográficos faltantes a escalas 1:100000 y 1:250000.

Finalmente, agradecemos a nuestras respectivas esposas y familias por aceptar largas ausencias de casa, lo que para ellas fue, al parecer, ¡¡sin una razón lógica aparente!!

2. GEOLOGÍA DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL DEL ECUADOR

2.1 Contexto tectónico

Los Andes forman una cadena montañosa continua de más de 7000 km a lo largo del margen activo del Pacífico en América del Sur, limitada al oeste por una profunda fosa oceánica que se extiende desde la Patagonia hasta Colombia. La parte ecuatoriana de este margen se caracteriza hoy en día por la subducción esencialmente ortogonal de la Placa de Nazca bajo el continente sudamericano. En detalle, la corteza oceánica joven (<20 Ma) producida en la Zona de Rift de Galápagos está siendo subducida en la fosa ecuatoriana con un ángulo de 25-35° (Rea y Malfait, 1974; Lonsdale, 1978). La Cordillera de los Andes puede dividirse convenientemente en tres segmentos: los Andes del Sur, los Andes Centrales y los Andes del Norte (Gansser, 1973; Sillitoe, 1974). La Cordillera Occidental del Ecuador forma parte de los Andes del Norte, que se caracterizan por la presencia de terrenos alóctonos, incluyendo fragmentos ofiolíticos (Feininger y Bristow, 1980; McCourt et al., 1984; Megard y Lebrat, 1987) que han sido acrecionados al margen de América del Sur desde el Cretácico Medio (Egüez, 1986; Van Thournout, 1991).

2.2 Resumen estratigráfico

La Cordillera Occidental del Ecuador comprende basaltos hasta andesitas basálticas, las rocas volcánicas oceánicas y turbiditas volcanoclásticas del Cretácico al Eoceno de las unidades Piñón, Cayo y Macuchi están cubiertas por turbiditas marinas clásticas del Maastrichtiense y del Eoceno, las unidades Yunguilla y Apagua, respectivamente. Las secuencias del Cretácico-Eoceno están intruidas por plutones granitoides tipo I del Oligoceno al Mioceno y en parte cubiertas por secuencias del Oligo-Mioceno al Plioceno de volcánicos calco-alcalinos ácidos a intermedios cubiertos por estratovolcanes cuaternarios. En el sur de Ecuador, las principales rocas volcánicas de la Cordillera Occidental, las secuencias Celica (?), Sacapalca y Saraguro son volcánicos de arco continental calco-alcalino depositados directamente sobre el basamento, es decir, son autóctonos y, por lo tanto, se distinguen de las secuencias oceánicas alóctonas del norte.

Desde los estudios de Wolf (1892) se ha reconocido que las Cordilleras Occidental y Costera están caracterizadas por “rocas verdes y porfídicas”. Tschopp (1948) fue el primero en introducir una estratigrafía formal con la introducción del término “Formación Piñón” para las secuencias volcánicas básicas de la Costa, mientras mantenía el término descriptivo de Wolf para los volcánicos básicos de la Sierra. Sauer (1965) siguió a Tschopp en el uso del nombre Formación Piñón para las rocas básicas de la Costa, y resucitó el término Formación Cayo (cf. Olsson, 1942) para la secuencia suprayacente volcánico-sedimentaria marina del Cretácico Tardío, mientras que para las rocas básicas de la Cordillera usó el término “Formación Diabásica-Porfirítica”. Sauer (op. cit.) también reintrodujo el término Formación Yunguilla, originalmente utilizado por Thalmann (1946), para una secuencia de turbiditas del Maastrichtiense de la zona Quito-Nono-Nanegal en la Cordillera Occidental.

La cartografía sistemática realizada por geólogos del *Institut Français du Pétrole* a mediados de los años sesenta resultó en los primeros intentos de correlacionar la estratigrafía de la Costa y la Cordillera Occidental, y el nombre de Formación Piñón se utilizó en ambas áreas para el basamento oceánico cretácico que comprende diabasas y "rocas verdes". El nombre Formación Cayo se mantuvo para la secuencia volcánico-sedimentaria suprayacente en la costa, y se introdujo el término "Cayo de la Sierra" para su supuesto equivalente en la Cordillera Occidental. Además, se describieron dos Formaciones más: la ya mencionada Formación Yunguilla de edad Maastrichtiense a Paleoceno, según estudios micropaleontológicos en la zona de Nono (Sigal, 1968), y una secuencia conforme suprayacente de conglomerados volcánicos, areniscas, grauvacas y lutitas verdes-púrpuras denominada "Formación Cayo Rumi" de edad asignada al Paleoceno. Mientras tanto, Goossens y Rose (1973) propusieron que tanto la Formación Piñón como la "Formación Diabásica-Porfirítica" fueran renombradas como el Complejo Ígneo Básico y sugirieron una correlación con rocas similares de Costa Rica, Panamá y el occidente de Colombia.

La evolución posterior de la estratigrafía fue influenciada por el mapeo del proyecto IGS/DGGM y la interpretación tectono-estratigráfica de Henderson (1979), quien propuso que las rocas volcánicas básicas de la Cordillera y la Costa eran diferentes en edad y origen. En los primeros mapas, se utilizó tanto la Formación Piñón y/o Complejo Básico Ígneo para las rocas de la Costa, como la Formación Piñón para la Sierra. Sin embargo, a partir de 1976 se introdujeron nuevos nombres; el nombre Piñón se mantuvo, pero se restringió a los volcánicos basálticos de piso oceánico de la Costa, mientras que se creó el nombre Formación Macuchi para las "rocas verdes" de la Cordillera Occidental, interpretadas como una secuencia de arco insular y compuesta principalmente de rocas basálticas a andesíticas, un alto porcentaje de las cuales habían sido retrabajadas. Así, la Macuchi, según la definió Henderson, era predominantemente sedimentaria, comprendiendo areniscas y limolitas volcánicas turbidíticas, con menores cantidades de brecha, toba y lava. Las rocas sedimentarias suprayacentes (?) del Cretácico Tardío, anteriormente denominadas "Cayo de la Sierra", también se consideraron parte de la Formación Macuchi y se renombraron como el "Miembro Chontal". Además, la Formación conglomerática Cayo Rumi en la carretera Alóag-Santo Domingo fue renombrada como Formación Silante y se interpretó que sobreyacía a la Macuchi, aunque a su vez estaba sobreyacida por la Formación Yunguilla de edad Maastrichtiense a Paleoceno. Con base en esta evidencia, por tanto, la Formación Macuchi es del Cretácico Tardío o más antigua. Sin embargo, más al sur, al este de La Maná, se reportaron fósiles del Eoceno Temprano en la Formación Macuchi, y diques andesíticos dentro de la secuencia arrojaron edades K-Ar del Eoceno Medio. Además, se registraron fósiles del Eoceno en la secuencia de flysch suprayacente de tipo "Yunguilla". Por lo tanto, se interpretó que la Formación Macuchi y, por inferencia, la unidad de flysch suprayacente son fuertemente diacrónicas y se les atribuyó una edad del Cretácico (Tardío) al Eoceno a lo largo de la Cordillera.

Simultáneamente con la reinterpretación de la geología de la Cordillera Occidental por Henderson, Kehrer y Van der Kaaden (1979) subdividieron las rocas de "Piñón de la Sierra" (Macuchi) en la sección de la carretera Alóag-Santo Domingo en tres unidades. La Unidad Toachi, considerada equivalente a la Formación Piñón costera; la Unidad Pilatón, equiparada con la "Formación Cayo de la Sierra" (el Miembro Chontal de Henderson), y los Estratos Tandapi, probablemente más jóvenes y distintivos.

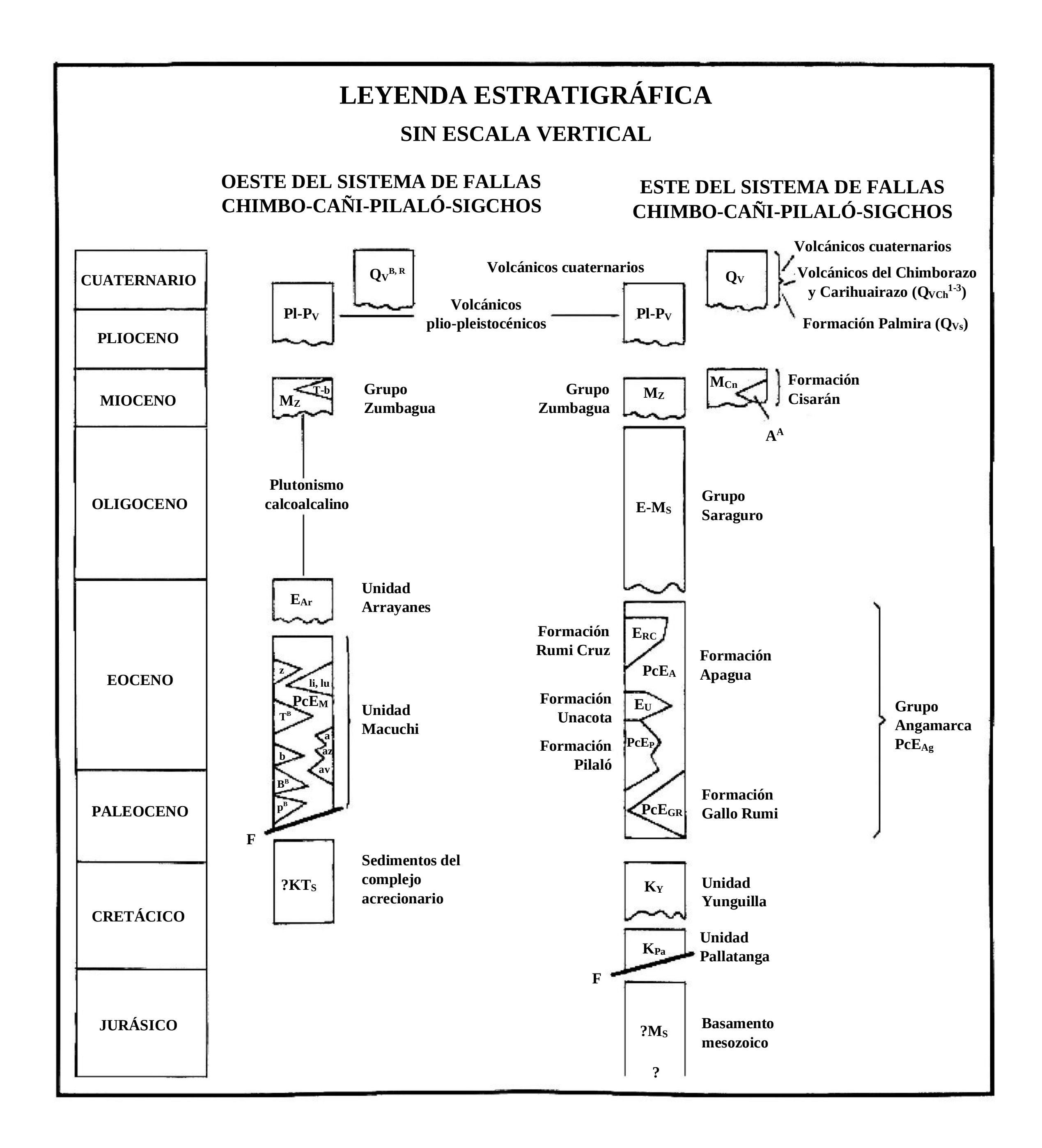


Figura 2. Relaciones estratigráficas de las unidades mayores

La nomenclatura de Kehrer y Van der Kaaden fue resucitada por Egüez (1986), cuyo trabajo en la parte central de la Cordillera Occidental fue fundamental para comprender y resolver en parte el dilema Macuchi-Yunguilla introducido por Henderson (1979, 1981). Egüez demostró la presencia de dos secuencias de flysch similares de diferentes edades que anteriormente se habían cartografiado como una sola unidad, es decir, la Formación Yunguilla. Al este de La Maná, la secuencia de turbiditas arenosas arriba de la Macuchi, la Formación Apagua (Egüez, 1986), es de edad Eoceno Medio a Tardío; mientras que las turbiditas lodosas y calizas de la zona Quito-Nono, el tipo Formación Yunguilla, son de edad Cretácico Tardío. El reconocimiento de dos secuencias de turbiditas discretas resolvió gran parte de la confusión anterior y eliminó la necesidad de Formaciones diacrónicas. Egüez también reinterpretó el contacto Silante-Yunguilla y revirtió las relaciones de edad relativa, postulando que la Silante recubre, en aparente contacto concordante, a la Formación Yunguilla. La edad de la Silante sigue siendo problemática y poco comprendida. Es claramente post-Maastrichtiense, ya que recubre y contiene fósiles retrabajados de la Formación Yunguilla (Savoyat et al., 1970), pero el contacto puede representar una gran no-secuencia basada en una edad de trazas de fisión del Mioceno Medio de 16.8 ± 0.8 Ma reportada para la Silante por Hughes y Bermúdez (1997). Egüez (1986) propuso que la Silante recubre la Macuchi, sugiriendo una edad del Eoceno o más joven del Oligoceno (?). Sin embargo, Van Thournout (1991) prefiere una edad Paleoceno debido a su posición concordante sobre la Yunguilla y sus relaciones de contacto no probadas con la Macuchi.

Egüez (1986) utilizó el término Macuchi (s.s.) para una “unidad volcánica-volcanosedimentaria de edad Eoceno Temprano a Medio” y también reconoció la presencia de basaltos de piso oceánico en la Cordillera Occidental. Sugirió el nombre de Unidad Toachi para estos y los equiparó con la Formación Piñón de la Costa. Para los sedimentos silíceos asociados, el antiguo Cayo de la Sierra, propuso el nombre de Unidad Pilatón. En contraste, Santos y Ramírez (1986), aunque también reconocieron la presencia de una secuencia de turbiditas del Eoceno, que también denominaron Formación Apagua, propusieron reintroducir la antigua nomenclatura estratigráfica “Piñón de la Sierra” y “Cayo de la Sierra” para las secuencias de basamento cretácicas.

Casi al mismo tiempo, Lebrat (1985), basándose únicamente en criterios geoquímicos, demostró que la Formación Macuchi de Henderson estaba compuesta por tres tipos distintos de “basaltos”: basaltos toleíticos de arco insular, basaltos MORB oceánicos y basaltos de arco calco-alcalinos. El material MORB fue correlacionado con la Formación Piñón costera y los volcánicos calco-alcalinos fueron erróneamente correlacionados con la Formación Celica del Cretácico del sur de Ecuador, cuando en realidad forman parte del Grupo Saraguro del Oligoceno. Los volcánicos de arco insular definen el tipo Macuchi de la Cordillera Occidental. De manera similar, Van Thournout et al. (1992) reconocieron la presencia de tres secuencias volcánicas principales en la Cordillera Occidental (Norte): una secuencia del Cretácico Temprano de basaltos MORB y toleítas de arco suprayacentes, una secuencia del Eoceno principalmente de basaltos de arco insular, toleíticos a calco-alcalinos, y una secuencia del Oligoceno Medio a Tardío de volcánicos calco-alcalinos de composición predominantemente andesítica-dacítica. La primera y la segunda secuencia se correlacionan con las Formaciones “Piñón/Toachi” y Macuchi respectivamente, según Egüez (1986) y Lebrat (1985).

Finalmente, al menos cinco secuencias de arco volcánico de margen continental calco-alcalino están presentes en la Cordillera: la Formación Celica del Cretácico Tardío, el arco compuesto del Paleoceno-Eoceno del Grupo Sacapalca, un arco del Oligoceno al Mioceno Temprano tipificado por los depósitos piroclásticos andesíticos a riolíticos del Grupo Saraguro, los volcánicos y volcanoclásticos del Mioceno de los “Volcánicos Pisayambo”, y las secuencias del Plio-Pleistoceno hasta Reciente que localmente se extienden en el graben intermontano, por ejemplo, la Formación Turi. Muchas de estas secuencias volcánicas están en general pobremente definidas y datadas, y, por lo tanto, pueden contener los productos volcánicos de más de una fase de actividad según la cartografía actual (cf. Pratt et al., 1997; Dunkley y Gaibor, 1997).

2.3 Resumen geológico del área de estudio

Las secuencias mapeadas en el área tienen edades que van desde el Cretácico hasta el Cuaternario (Fig. 2), y están dominadas por rocas volcánicas y sedimentarias. Las rocas más antiguas son los basaltos oceánicos de la Unidad Pallatanga, que se encuentran en contacto tectónico con dos secuencias diferentes de turbiditas, una de edad Cretácico Tardío y una segunda de edad Eoceno, las secuencias Yunguilla y Apagua, respectivamente. Esta última también está en contacto tectónico al oeste con la Unidad volcanoclástica Macuchi y de edad Paleoceno a Eoceno Temprano-Medio, que está intruida por numerosos plutones granitoides tipo I de edad Oligoceno a Mioceno. Sobreyaciendo discordantemente a estas unidades más antiguas, a lo largo del borde oriental del área, se encuentran extensas secuencias de rocas volcánicas intermedias a ácidas, calco-alcalinas de margen continental de edad Mioceno Medio a Tardío. Las rocas más jóvenes del área son los productos del volcanismo Plio-Cuaternario, como lavas andesíticas y piroclásticos dacíticos-riolíticos, así como sedimentación Holocénica.

Las fallas son ubicuas en toda el área, y la tendencia dominante es paralela a los Andes, dividiendo las secuencias de la Cordillera Occidental en una serie de bloques dispuestos en dirección NNE-SSW, conectados por un complejo sistema de fallas anastomosado, limitado al este y al oeste por estructuras corticales profundas y mayores (suturas): el sistema de fallas Pallatanga y la zona de fallas Chimbo-Cañi. También están presentes fallas con dirección N-S más jóvenes con una componente vertical significativa, como el Lineamiento del Río Chimbo. El plegamiento, aunque probablemente presente en todas las unidades pre-Plioceno, es más evidente en las secuencias Yunguilla y Apagua, que están plegadas en torno a ejes N-S a NE-SW.

3. LITOESTRATIGRAFÍA

3.1 Unidad Pallatanga, K_{Pa} (McCourt et al., 1997)

3.1.1 Definición

La Unidad Pallatanga es definida en este informe. Corresponde a una secuencia del Cretácico Medio de rocas básicas a ultrabásicas de afinidad oceánica. Las litologías incluyen basaltos, volcanoclásticos basálticos, microgabros-diabasa, peridotita y raras lavas almohadilladas, aunque estas últimas son mucho más comunes al sur (Dunkley y Gaibor, 1997). La unidad aflora en el sureste del área, al norte y noreste de Pallatanga (7265-97797) y al noreste del área Malpote-Tambillo (7240-97920) hasta la sección Quebrada Pungul en la carretera Guaranda-Riobamba (7345-98230), como una serie de rebanadas tectónicas dentro de la Unidad Yunguilla y la Formación Apagua (secciones 3.2 y 3.4).

La unidad se caracteriza por un alto grado de tectonización. La serpentina y minerales relacionados son comunes en las juntas y fracturas, y localmente el grado de tectonismo es suficiente para producir zonas de gouge de falla o trituración, por ejemplo, a lo largo de la sección del Río Pangor (734-9795). Los espejos de falla son relativamente comunes y típicamente horizontales, pero desafortunadamente no se observaron indicadores cinemáticos convincentes; sin embargo, es probable que muchos de los espejos de falla estén relacionados con movimientos recientes. Los tipos de roca más comunes en la sección Pallatanga-Río Pangor son gabro, de grano medio con una textura hipidiomórfica a granular, basalto y dolerita-diabasa o microgabro, dominados por una mineralogía de plagioclasa-piroxeno y una textura ofítica desarrollada de manera variable. El olivino está presente tanto en basaltos como en rocas ultramáficas. Estas últimas varían en composición desde websteritas hasta piroxenitas y se caracterizan por estar serpentinizadas en diversos grados. Los basaltos son porfiríticos con fenocristales de plagioclasa, piroxeno y algo de olivino en una matriz microlítica o matriz que contiene vidrio devitrificado, y algunos tienen una composición picrítica. La petrografía detallada de esta unidad se incluye en el Anexo 1; la mayoría de las rocas están alteradas de manera moderada a fuerte y atravesadas por vetillas que contienen calcita, prehnita, serpentina y cuarzo. También están presentes litologías volcanoclásticas que comprenden tobas basálticas y areniscas volcánicas, a menudo altamente alteradas y recristalizadas de manera variable, pero con una mineralogía máfica reconocible dominada por plagioclasa y piroxeno y que contiene olivino escaso.

En la sección al norte de Malpote-Tambillo (724-9793), la exposición es extremadamente pobre y el área está marcada por deslizamientos en los que se encuentran bloques de las rocas básicas a ultramáficas mencionadas, con subordinadas lodolitas rojo-púrpura y hialoclastitas. Rocas casi idénticas se registran en afloramientos a lo largo de la sección de carretera al este de Santa Rosa de Totoras (7275-98095) y como bloques y exposiciones locales en los ríos Cañi (728-9806), Pallo (727-98028) y Colorado (724-9802). En la sección de la carretera Santa Rosa, estas litologías rojo-púrpura están altamente tectonizadas con zonas miloníticas estrechas y en claro contacto tectónico con litologías máficas-ultramáficas cizalladas.

3.1.2 Edad

La edad de la unidad no está comprobada, pero mediante correlación tectonoestratigráfica con litologías similares de la Cordillera Occidental de Colombia y la Formación Piñón de la Costa, se interpreta que es del Cretácico, siendo lo más probable del Cretácico Medio. En la región costera de Ecuador, la Formación Piñón está cubierta de manera conformable por sedimentos del Senoniense al Maastrichtiense de la Formación Cayo, y, por lo tanto, es pre-Senoniense. Las edades radiométricas disponibles de los basaltos no son concluyentes, pero sugieren una edad de al menos 113-107 Ma, Aptiense-Albiense (Baldock, 1982). Una correlación regional con secuencias litológicamente y geoquímicamente similares en la Cordillera Occidental de Colombia, el Grupo Diabásico o Formación Volcánica, sugeriría una edad post-Barremiense, pero pre-Turoniense (McCourt et al., 1984). Por lo tanto, una edad del Cretácico Medio es probable, con un rango de Aptiense a Turoniense (125-90 Ma). La evidencia de otros lugares en la Cordillera Occidental de Ecuador está en amplio acuerdo con esta edad. Correlacionar la Unidad Pallatanga con la Unidad Piñón de la Sierra o Toachi de diversos autores sugeriría una edad pre-Cenomaniense a Turoniense basada en la presencia reportada de un amonites *Inoceramus peruanus* (Faucher y Savoyat, 1973) y foraminíferos *Globotruncana* sp., *Guembelina* sp. y *Globigerina* sp. (Sigal, 1968) en los sedimentos sobreyacentes de la Unidad (Cayo de la Sierra) Pilatón. Pratt et al. (1997) reportan un amonites que tiene afinidades con la superfamilia *Perispinctaceae* (Woods, 1997), en areniscas asociadas con lavas almohadilladas basálticas correlacionadas regionalmente con la Unidad Pallatanga, a lo largo de la Falla Jubones. Aunque está demasiado mal conservado para una identificación específica, la afinidad mencionada sugiere un rango de edad de Jurásico Medio (?) a Cretácico Temprano.

3.1.3 Interpretación

Las investigaciones geoquímicas de las rocas de la Unidad Pallatanga muestran que son basaltos oceánicos tipo toleítico de afinidad MORB (Anexo 2). En detalle, sus proporciones LILE y HFS y patrones de REE, normalizados a condrita, muestran características de MORB tipo T (Sun et al., 1979) y son muy similares a los volcánicos toleíticos del Cretácico en la Cordillera Occidental de Colombia (Lebrat et al., 1987; Marrinner y Millward, 1984). Así, las rocas de la Unidad Pallatanga representan ya sea corteza oceánica que pertenecía a una placa en subducción, o la base de una cuenca marginal, que presumiblemente se desarrolló “al este” de la zona de subducción y su correspondiente arco volcánico ensimático. Una tercera alternativa es que los basaltos de Pallatanga pertenecen a la Unidad Macuchi más joven, representando parte del basamento oceánico sobre el cual se desarrolló el arco Macuchi, y tectónicamente emplazado en su posición actual durante la acreción del arco en el Eoceno Tardío (sección 3.4.7). Sin embargo, esta interpretación sugeriría que la secuencia Pallatanga era del Terciario Temprano. El modelo seguido aquí es que la Unidad Pallatanga representa fragmentos de una secuencia de ofiolita incompleta y desmembrada, parte del piso oceánico del Cretácico Medio de la Placa Proto-Farallón, que se acrecionó a la Placa Sudamericana en el Cretácico Tardío y que actualmente está exhumada a lo largo de las fallas regionales NE-SW que marcan el límite oriental de la Cordillera Occidental. La afinidad geoquímica con Colombia sugiere un entorno de dorsal oceánica o plateau oceánico.

El material volcanoclástico asociado con la Unidad Pallatanga es más problemático. Las tobas y areniscas tobáceas podrían ser sedimentos turbidíticos contemporáneos o más jóvenes que cubren los basaltos de Pallatanga, comparables a la relación Piñón-Cayo de la Costa. La naturaleza altamente tectonizada del afloramiento de la Unidad Pallatanga hace imposible dilucidar su estratigrafía interna; sin embargo, se considera aquí que estos volcanoclásticos son una parte integral de la secuencia. Sin embargo, las lodolitas rojo-púrpura y las hialoclastitas relacionadas se interpretan en esta etapa como unidades discretas y probablemente más jóvenes, posiblemente parte de la Unidad Macuchi, tectónicamente emplazadas en su nivel estructural actual por fallas subsecuentes.

3.2 Unidad Yunguilla, K_Y (cf. Formación Yunguilla Thalmann, 1946)

3.2.1 Definición

Corresponde a una secuencia de turbiditas marinas de grano fino (T_{bde}) de edad Cretácico Tardío, caracterizadas por sedimentos finamente y de manera irregular estratificados. Aflora en el sureste del área como una franja de dirección NNE que varía en ancho desde 0.65 hasta 11.0 km, ocupando una posición estructural a lo largo del margen oriental de la Cordillera Occidental, inmediatamente adyacente a la zona de fallas Pallatanga-Pujilí.

La estratificación a menudo está altamente contorsionada, típicamente ondulada y discontinua con evidencia de deformación de sedimentos blandos (*slumping*). Las litologías principales son lodolitas negro-grises, localmente calcáreas, limolitas silíceas negras, areniscas fino-granulares y bien clasificadas, y calizas grises. Se han registrado lavas basálticas delgadas y limolitas volcánicas en el afloramiento de lodolitas en Qd. Cóndor Puñuna (736-9792), pero no en contacto intercalado comprobado, por lo que su afinidad es incierta. Las lodolitas negras físiles son la unidad más característica, consistiendo en estratos delgados de 3-5 cm intercalados con areniscas de grano fino y limolitas grises más masivas de hasta 12-15 cm de espesor. Las calizas están mejor desarrolladas en el extremo norte de la sección Yunguilla, intercaladas con lodolitas negras calcáreas en canteras trabajadas por Cementos Chimborazo en el área de San Juan-Shobol (744-9823). Raramente superan 1 m de espesor y están separadas por bandas de lodolitas tipo *black shale* de 10-20 cm de espesor. Su origen es probablemente bioclástico y se interpretan mejor como turbiditas calcáreas, ya que la fauna identificada, bivalvos, ostrácodos y foraminíferos, es completamente marina pero una mezcla de especies de aguas someras y profundas.

La estratificación presenta una dirección consistente NNE-NE y buza hacia el SE y NW, variando entre 30-70°. La naturaleza plegada y localmente muy tectonizada del afloramiento hace imposible proporcionar una estimación exacta de la potencia. Sin embargo, en la sección tipo al norte de Quito, la unidad tiene al menos 2000 m de potencia (Hughes y Bermúdez, 1997), lo cual debe considerarse un mínimo para el área actual basado en el ancho del afloramiento. El estilo de plegamiento es complejo debido a la naturaleza delgada de los estratos de los sedimentos. En términos generales, sin embargo, los pliegues tectónicos, a diferencia de los pliegues *slumps*, son verticales o ligeramente asimétricos, con planos axiales subverticales ampliamente espaciados. Hacia el este, la Unidad Yunguilla está cubierta de manera discordante por el Grupo Zumbagua del Mioceno (sección 3.7) y al oeste está en contacto con la Formación Apagua del Paleoceno al Eoceno. Este último contacto está bien definido y aparentemente es normal, aunque es probable que sea discordante, sin signos evidentes de fallamiento.



Lámina 1a. Secuencia turbidítica lodosa con estratos delgados de la Unidad Yunguilla. Área de Trigoloma (7275-97845)



Lámina 1b. Areniscas y lodolitas turbidíticas de estratos delgados a medianos de la Unidad Yunguilla con calcarenitas y calizas intercaladas, área de San Juan (7415-98195)

La petrografía de las areniscas de la Unidad Yunguilla (Anexo 1) se caracteriza por una "mineralogía máfica" de piroxeno, anfíbol, epidota-clorita y opacos, además de cuarzo y plagioclasa menores, lo que sugiere una fuente volcánica que es respaldada por la presencia de escasos clastos líticos volcánicos. Las lodolitas-limolitas, aunque dominadas por minerales arcillosos, también contienen cuarzo, plagioclasa y opacos, y, al igual que las areniscas, agregados de cuarzo deformado, posiblemente indicativos de un aporte metamórfico, aunque no se han registrado minerales "metamórficos regionales" característicos. De hecho, el contenido general de cuarzo en los sedimentos de Yunguilla es muy bajo.

3.2.2 Edad

La edad de la unidad está bien establecida en el área mapeada a partir de localidades fósiles en San Juan-Shobol (7443-98229) en la carretera Guaranda-Riobamba y en Qda. Cóndor Puñuna (7360-97920) a unos 20 km al noreste de Pallatanga. Los fósiles de calizas y lodolitas calcáreas indican una edad del Maastrichtiense Temprano a Medio basada en identificaciones por Thalmann (1946) y Savoyat et al. (1970), citadas en Bristow y Hoffstetter (1977), y más recientemente por Wilkinson (1996), basándose principalmente en foraminíferos: *Heterohelix* sp., ?*Guembelina globulosa*, *Rugoglobigerina* aff. *rotundata*, *Rugoglobigerina* aff. *rugosa* y *Globigerinelloides* aff. *prairiehillensis*. Una edad similar se ha asignado a la "Formación Yunguilla" de la sección tipo al norte de Quito. Las extensas listas de fauna de Savoyat et al. (1970), citadas en Bristow y Hoffstetter (1977) como indicativas de una edad Daniense, han sido recientemente reinterpretadas por Wilkinson (com. pers., 1977) confirmando una edad del Cretácico Tardío, no más joven que el Maastrichtiense.

3.2.3 Interpretación

La Unidad Yunguilla representa la deposición de un abanico turbidítico marino. El tamaño de grano generalmente fino y la presencia característica de estratos ricos en carbonato indican una deposición distal alejada de un suministro regular de material clástico grueso. La petrografía de la unidad indica un importante aporte máfico (volcánico). La Unidad Yunguilla, en gran parte de su afloramiento, ocupa una posición a lo largo del margen oriental de la Cordillera Occidental, donde está íntimamente asociada con rocas ofiolíticas de la Unidad Pallatanga. La evidencia regional sugiere que estas rocas oceánicas, y la emergente Cordillera Real, probablemente proporcionaron gran parte del sedimento para la Unidad Yunguilla (sección 7). Por lo tanto, se interpreta que la secuencia Yunguilla se depositó, al menos en parte, sobre el "terreno Pallatanga" recién acrecionado, por corrientes de turbidez, posiblemente en una posición paleogeográfica de trinchera o de antearco.

3.3 Unidad Macuchi, PcE_M (cf. Henderson, 1979; Egüez, 1986)

3.3.1 Definición

La Unidad Macuchi se redefine en este informe, siguiendo las definiciones anteriores de Henderson y Egüez (op. cit.) por razones resumidas en la sección 2.2. Corresponde a una secuencia sedimentaria y volcanoclástica del Terciario Temprano, de arco submarino de composición basáltica-andesita basáltica y con una afinidad predominantemente toleítica con lavas almohadilladas intercaladas, “intrusiones” menores de diabasa y horizontes menores de caliza.

La unidad aflora en la mitad occidental del área de estudio y representa aproximadamente el 35% del mapa, con una potencia mínima de 2000-2500 m. Su contacto occidental con los depósitos cuaternarios es discordante, a menudo correspondiendo a un marcado cambio de pendiente, y al este su contacto principal es con las turbiditas de la Formación Apagua. Aunque localmente difícil de probar en el campo, este último contacto se interpreta como una falla importante que yuxtapone dos secuencias ampliamente contemporáneas, pero litológicamente distintas. Es una falla inversa de alto ángulo, con buzamiento hacia el oeste, en el sur del área expuesta inmediatamente al este del Río Chimbo (7240-97850) y a lo largo del Río Colorado-Pallo (7236-98000), y se interpreta como una falla normal en el área al suroeste de Angamarca. En otros lugares, este mismo contacto donde aflora es marcado, pero no reconociblemente fallado.

La Unidad Macuchi, aunque comprende una variedad de litologías, es difícil de subdividir, ya que la mayoría de los contactos internos son transicionales o no están expuestos. Los principales tipos de roca reconocidos son areniscas volcánicas, brechas, tobas, limolitas volcánicas, cherts, brechas almohadilladas, hialoclastitas, diabasas-microgabros, basaltos subporfídicos y calcarenitas, en orden aproximado de abundancia, aunque predominan las primeras tres o cuatro litologías. Las areniscas y las brechas volcánicas están íntimamente relacionadas y son masivas, duras, verdes, mal clasificadas, de grano medio a grueso y ricas en líticos. Los fragmentos líticos comprenden clastos finos de lava alterada (?) de color púrpura-verde y andesita basáltica vesicular en una matriz cloritizada que contiene vidrio volcánico, a menudo en forma de fragmentos reconocibles. Algunas de las areniscas son turbiditas, con estratos delgados a gruesos y raras estructuras de gradación y carga que indican un rejuvenecimiento hacia el este, como se observa, por ejemplo, en el Estero Sapanal (6967-98882). Las brechas son no-clasificadas y soportadas por matriz, de composición basáltica y comúnmente asociadas con hialoclastitas. Se encuentran secuencias de lavas almohadilladas y brechas almohadilladas con cherts intercalados, por ejemplo, al sur de El Corazón en (7129-98715), pero no son comunes y suelen estar profundamente meteorizadas. Las lavas son de grano fino con bordes vesiculares y con plagioclasa y piroxeno. Desafortunadamente, resultó imposible obtener material lo suficientemente fresco para análisis el geoquímico, pero los datos publicados de la sección tipo (Lebrat, 1985), confirmados por Hughes y Bermúdez (1997), indican una composición de andesita basáltica. Las rocas calcáreas se encuentran únicamente en el área de Balzapamba, por ejemplo, Chaupiyacu (699-9805) y comprenden calcarenitas y calizas dominadas por calcita (>90%) ± epidota-cuarzo. Han sido metamorfizadas por contacto, produciendo corneanas de alto grado con cordierita y mármoles caracterizados por la presencia de cuarzo-wollastonita-biotita y raro granate. Como resultado, cualquier fósil que pudiera haber estado presente ha sido completamente destruido. Las calizas reportadas por Henderson (1979) de su Formación Macuchi en la planta hidroeléctrica Chimbo se consideran aquí como parte del Grupo Angamarca, ocupando un nivel estratigráfico similar dentro del grupo de la Formación Unacota (ver más abajo).



Lámina 2a. Lavas almohadilladas de andesita basáltica y brechas almohadilladas, Unidad Macuchi, área del Río Chimbo (7202-97714)

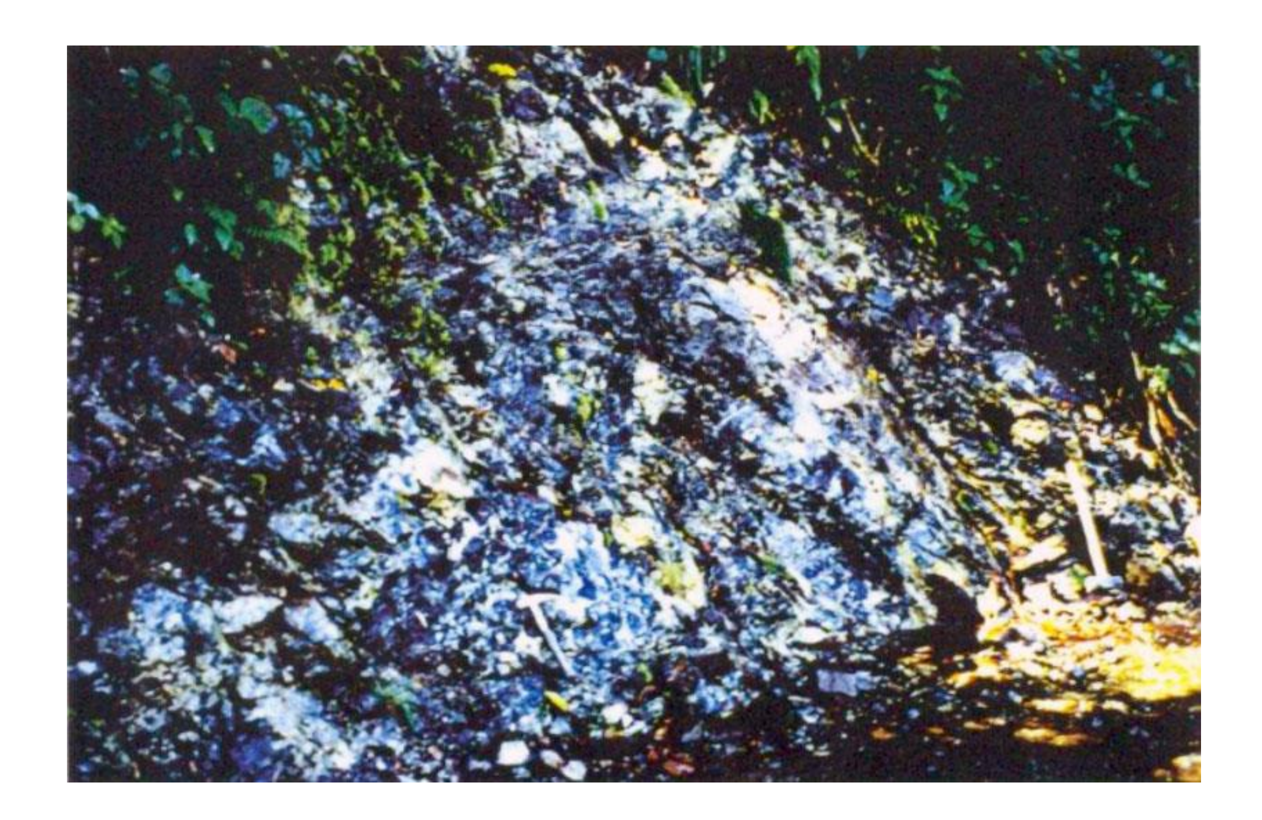


Lámina 2b. Brechas y hialoclastitas, Unidad Macuchi, área del Río Chimbo en (7224-97848)

La petrografía detallada de las principales litologías de la Unidad Macuchi se presenta en el Anexo 1. Esencialmente, las rocas volcánicas comprenden microfenocristales de plagioclasa con cantidades variables pero subordinadas de (clino)piroxeno ± anfíbol ± olivino en una matriz alterada de plagioclasa-opacos ± anfíbol ± clorita, varios minerales secundarios y algo de vidrio volcánico. Las rocas volcanoclásticas comprenden plagioclasa y piroxeno, además de clastos líticos, cuarzo, clorita-epidota, actinolita, biotita, fragmentos de vidrio y una mezcla de prehnita-pumpellyita-zeolita. Estos últimos se interpretan como indicativos de que las rocas Macuchi han experimentado un metamorfismo no-deformativo de bajo grado similar al tipo hidrotermal-de enterramiento producido durante el desarrollo de un arco volcánico submarino (cf. Aguirre y Atherton, 1987).

3.3.2 Edad

La edad de la Unidad Macuchi está relativamente bien definida, aunque la base no está expuesta en ningún lugar. Se reportan radiolarios del Eoceno Inferior a Medio en sedimentos silíceos en las Qdas. Milagro-Tilipulo (714-9901), al norte del área del mapa (Egüez, 1986). En la misma sección, se reportan foraminíferos del Eoceno Temprano de un horizonte lenticular de caliza, y los diques andesíticos que lo cortan están datados en 42 ± 2 y 36 ± 2 Ma (Eoceno Medio-Tardío). Además, la secuencia Macuchi está intruida y corneanizada por un conjunto de plutones que tienen edades que varían de 35 a 11 Ma, y por lo tanto es pre-Oligoceno. En conclusión, la unidad es del Eoceno Temprano o más antigua, y es posible que las partes más antiguas de la secuencia sean del Paleoceno.

3.3.3 Geoquímica de roca total

Se analizaron seis muestras para óxidos mayores y un total de 20 elementos traza (Anexo 2). Además, se enviaron muestras seleccionadas para el análisis de REE. El material fresco y no alterado es escaso en la secuencia Macuchi y se acepta que las muestras analizadas, aunque relativamente frescas, no son ideales. Sin embargo, los elementos más inmóviles, particularmente los elementos HFS, proporcionan una valiosa indicación del probable entorno tectónico de la unidad.

Las muestras son basaltos subalcalinos o andesitas basálticas de carácter toleítico (dominante) a calco-alcalino. Todas las muestras tienen cuarzo normativo y la relación Ti/V es baja, características típicas de los basaltos de arco insular. La mayoría de los diagramas de discriminación tectónica de elementos traza indican que las rocas Macuchi son basaltos de arco volcánico, es decir, de un arco orogénico o de subducción, y, en contraste con las rocas de la Unidad Pallatanga, no tienen afinidad MORB. Aunque los diagramas no son concluyentes por sí mismos, destacan las afinidades de arco insular de la población Macuchi. Esta conclusión está respaldada por los diagramas normalizados tipo *spider*, que presentan una firma relacionada con la subducción con anomalías negativas de Ta-Nb y Ti en relación con elementos adyacentes. Los datos de otras secciones de la Unidad Macuchi (Lebrat et al., 1987; Hughes y Bermúdez, 1997) confirman estas conclusiones generales, al igual que la evidencia mineralógica disponible de los piroxenos (Aguirre y Atherton, 1987). Los patrones de REE de las rocas Macuchi (Anexo 2, Fig. 38) son relativamente planos, mostrando una falta de fraccionamiento de REE pesados y solo un enriquecimiento mínimo de LREE (Lebrat, 1985; Van Thournout et al., 1992), indicativos de toleítas de arco insular a basaltos calco-alcalinos moderadamente diferenciados de un arco “maduro”. En conclusión, las características geoquímicas de la unidad corresponden más estrechamente a las de basaltos toleíticos con algunas afinidades calco-alcalinas y sugieren un entorno de arco insular oceánico.

3.3.4 Interpretación

Todas las litologías y facies presentes en la Unidad Macuchi, con excepción de las calizas, se consideran productos de un volcanismo submarino efusivo. Las lavas almohadilladas, los basaltos amigdaloides a subporfídicos, las diabasas y las hialoclastitas representan el material eruptivo, mientras que las areniscas volcánicas y las brechas representan material retrabajado depositado en las laderas de los edificios volcánicos, principalmente por flujos de masa. Las areniscas y limolitas son turbiditas que representan la deposición de corrientes de baja a mediana densidad “derivadas” del centro volcánico Macuchi. Las calizas se interpretan como los restos de arrecifes marginales al arco. Por lo tanto, se propone que la Unidad Macuchi representa un arco volcánico ensimático, producto de una zona de subducción intraoceánica buzando hacia el este. La Formación Apagua coetánea se interpreta como depositada en el mar marginal que se encontraba entre el arco Macuchi y la Placa Sudamericana, o en un entorno de ante-arco/trinchera a lo largo del margen continental. La yuxtaposición actual de los dos refleja la colisión y acreción del arco oceánico alóctono Macuchi a la Placa Continental Sudamericana en el Eoceno Tardío (cf. Sección 7).

3.4 Grupo Angamarca, PcE_{Ag} (Hughes y Bermúdez, 1997)

Este grupo recientemente definido comprende la Formación Pilaló, la Formación Apagua, la Formación Unacota, la Formación Rumi Cruz y la Formación Gallo Rumi (Fig. 2), y la potencia total del grupo es del orden de 4000 m. Las turbiditas clásticas de la Formación Arenisca Apagua son la litología dominante y, en la mayor parte del área, definen el principal contacto fallado con la Unidad volcanoclástica Macuchi hacia el oeste.

3.4.1 Formación Pilaló, PcE_P (Hughes y Bermúdez, 1997)

3.4.1.1 Definición: La Formación Pilaló es una secuencia volcanoclástica correspondiente a areniscas de grano grueso y brechas caracterizadas por litoclastos ígneos de composición andesítica presentes en el noroeste del mapa, al sur del área tipo en el pueblo de Pilaló (723-9895).

La secuencia fue originalmente nombrada como los Volcánicos Pilaló por Egüez y Bourgois (1986), pero ha sido reinterpretada por Hughes y Bermúdez (1997) como una Formación discreta del Grupo Angamarca. Su contacto superior con la Formación Unacota del Eoceno Medio no está expuesto en el área actual, pero Hughes y Bermúdez informan un contacto aparentemente conformable, posiblemente no secuencial, en el Río Pilaló. En el área de Cerro Cóndor Matze (727-9885), las areniscas de la Formación Apagua, que parecen subyacer conformemente a la Formación Pilaló, son de edad Paleoceno Temprano a Medio (sección 3.4.2). Mientras tanto, la Formación Pilaló está intruida por un stock de basalto/andesita con plagioclasa de edad Oligoceno Tardío (24.7 ± 1.2 Ma, K/Ar, WR, Egüez y Bourgois, 1986).

3.4.1.2 Edad: No hay evidencia de edad de la propia Formación Pilaló. Sin embargo, basado en las relaciones de campo anteriores, la Formación Pilaló parecería ser de edad Paleoceno, extendiéndose probablemente hasta el Eoceno.

3.4.2 Formación Apagua, PcE$_A$ (Unidad Apagua de Egüez, 1986)

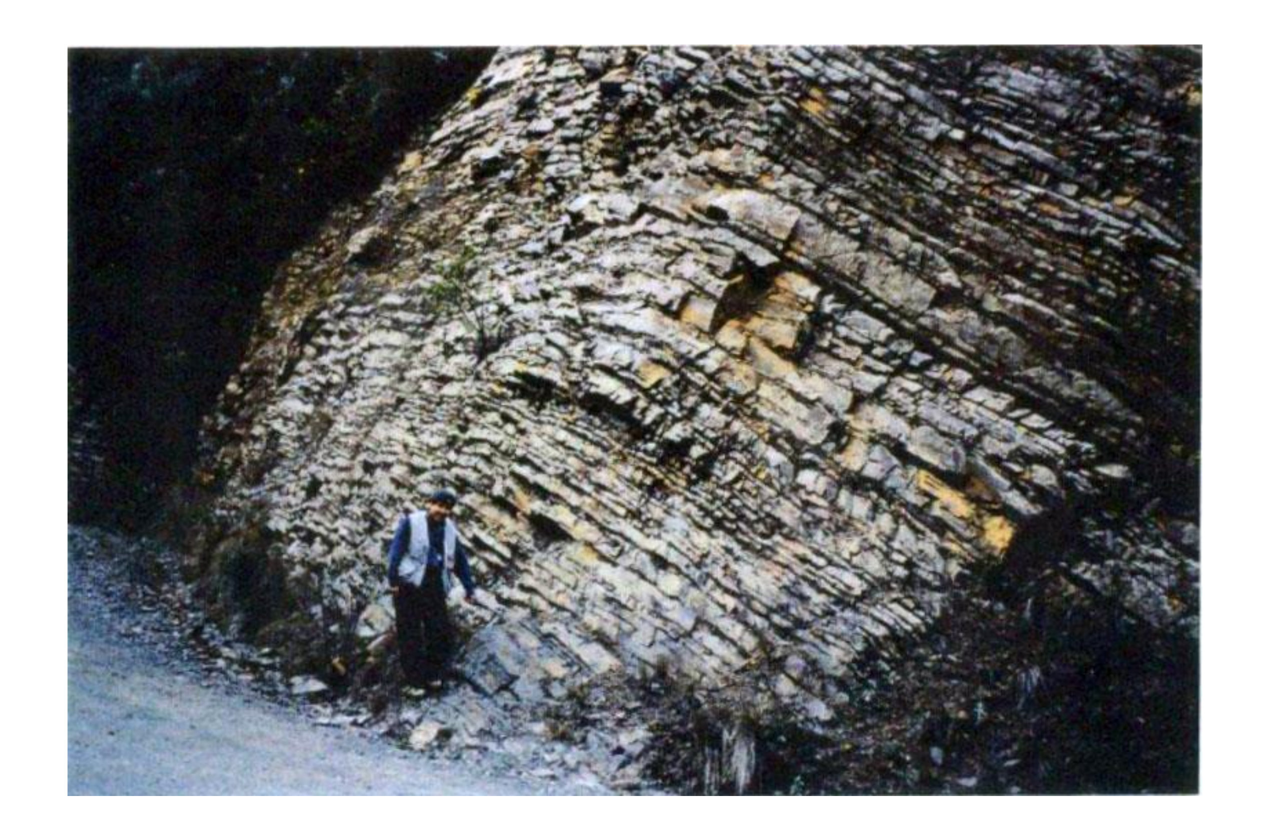
3.4.2.1 Definición: Corresponde a una secuencia de turbiditas arenosas aumentando el tamaño de grano hacia arriba, con estratificación regular, que comprende areniscas y lodolitas alternadas en estratos de 10-30 cm de espesor, a menudo con un color marrón-anaranjado conspicuo (goetita?) en afloramientos.

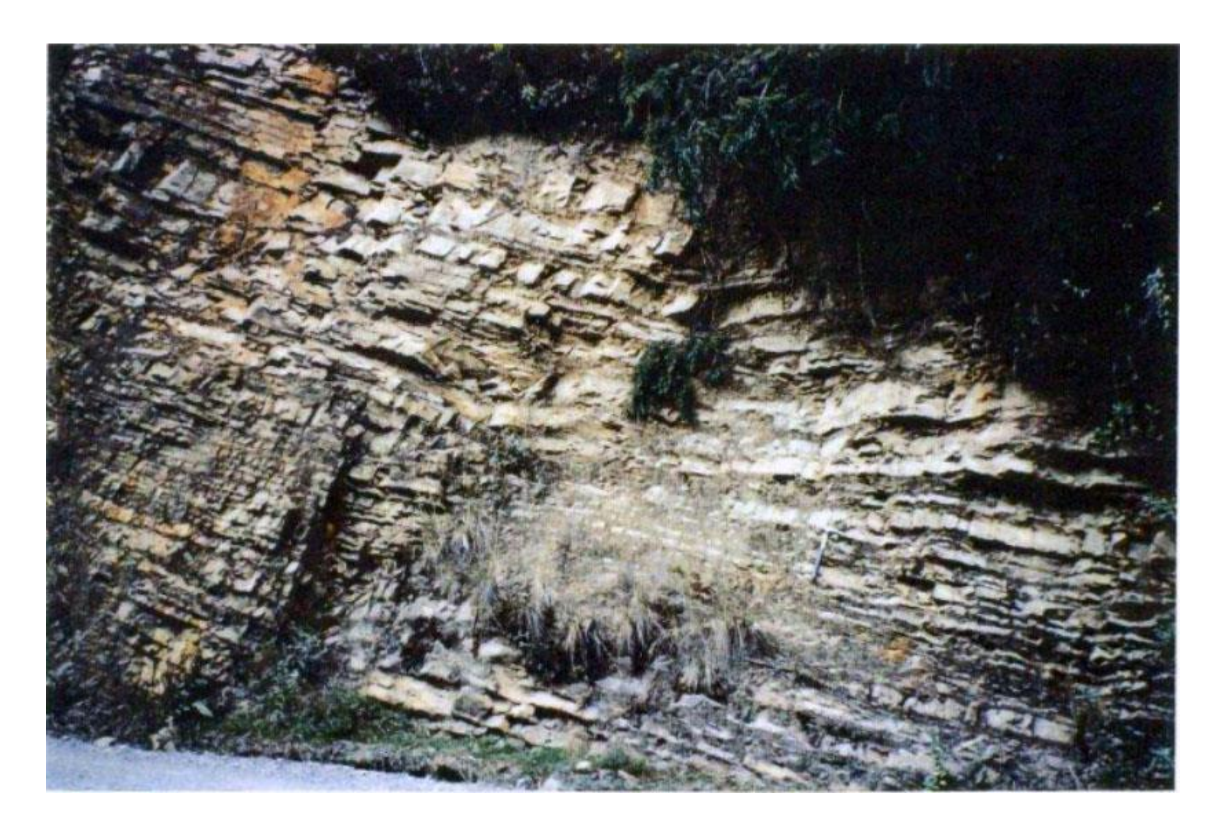
La sección tipo está expuesta en la carretera La Maná-Latacunga cerca del pueblo de Apagua (7307-98932), donde Egüez (1986), Egüez y Bourgois (1986) y Santos y Ramírez (1986) definieron originalmente la Formación (Unidad) Apagua, distinguiéndola de la Formación Yunguilla de Henderson (1979). Su “Formación” Apagua comprendía dos miembros, uno inferior que consiste en turbiditas clásticas de grano fino a medio y otro superior de conglomerados de grano grueso a muy grueso, ambos asignados a una edad Eoceno. Estos corresponden en la clasificación actual a las Formaciones Apagua y Rumi Cruz del Grupo Angamarca (Hughes y Bermúdez, 1997).

La Formación Apagua está expuesta a lo largo del margen oriental del mapa. Hay dos secciones principales. La del norte se extiende desde la sección tipo de Egüez y Bourgois (1986) y Santos y Ramírez (1986) hacia el sur hasta Angamarca (7304-98768), y la del sur se extiende al suroeste desde la carretera principal Guaranda-Riobamba hasta Pallatanga. En la sección del norte, la Formación tiene una potencia de aproximadamente 1500 m y corresponde a limolitas y areniscas fino-granulares con buena estratificación y alto buzamiento en secuencias Bouma T_{cde}, con areniscas masivas de grano más grueso que se vuelven más comunes hacia la parte superior. Las areniscas están gradadas, localmente con bases de pebbles y marcas de corriente débilmente desarrolladas, y la secuencia en su totalidad representa la deposición de corrientes de turbidez de baja a alta densidad (Hughes y Bermúdez, 1997). En la sección del sur, la Formación está bien expuesta, pero plegada, a lo largo de la sección de la carretera Guaranda-Riobamba desde la Qda. San Juan hasta Qda. Tililag. Comprende areniscas micáceas de grano fino a medio, característicamente bien estratificadas, con limolitas negras silicificadas intercaladas y estratos finos que muestran laminación paralela. Se han registrado estructuras de deshidratación, calcos de flujo y estratificación cruzada en la sección, y las areniscas están comúnmente gradadas, todo lo cual se interpreta como indicativo de deposición de corrientes de turbidez de baja densidad como secuencias T_{cde}.

Petrográficamente las areniscas se caracterizan por un alto contenido de cuarzo y la presencia de mica sericita; son limpias y bien clasificadas con muy pocos líticos y prácticamente sin minerales máficos aparte de pequeñas cantidades de clorita-biotita y epidota.

Una secuencia de lodolitas negras, variablemente calcáreas, altamente contorsionadas, *slumped* y tectonizadas, con calizas y limolitas intercaladas, está presente en la sección principal de la carretera Guaranda-Riobamba, extendiéndose hacia el NE a lo largo del Río Ganguis desde Pungul (7350-98230). Éstas se consideran parte de la Unidad Yunguilla por correlación litológica con la sección San Juan-Shobol, en lugar de la Formación Apagua como se muestra en el Mapa Nacional (BGS y CODIGEM, 1993a). A lo largo de la misma dirección, al SW, desde esta sección se encuentran exposiciones adicionales de turbiditas calcáreas lodosas, junto con rocas básicas tectonizadas de la Unidad Pallatanga. Nuestra interpretación es que estas rocas cretácicas forman el basamento local de la Formación Apagua y están expuestas como resultado de pliegues y/o fallas.





Láminas 3a, b. Típicas turbiditas arenosas regularmente estratificadas de la Formación Apagua (Grupo Angamarca). Sección del Río Tauri en (7363-98220)

3.4.2.2 Edad: La edad Eocena de la Formación se basa en abundante evidencia paleontológica (por ejemplo, Santos y Ramírez, 1986; Egüez, 1986). En la sección "tipo", las turbiditas a menudo sobreyacen localmente a calizas de la Formación Unacota con aparente conformidad, y los foraminíferos de las calizas indican edades del Eoceno Medio a Tardío, aunque Egüez y Bourgois (1986) prefieren una edad del Eoceno Medio. Las edades de foraminíferos de las turbiditas de Apagua también indican una edad del Eoceno Temprano a (?)Tardío (Egüez, 1986). Sin embargo, la evidencia del área actual es escasa; fósiles raros encontrados en lodolitas intercaladas del área de Angamarca, en Mayhua Pucara (7275-98853), indican una amplia edad Paleoceno-Eoceno basada en *Nuttallides crassaformis*, *Gyroidinoides plantus*, *Trochammina* sp., *Turrilina* sp. cf. *robertsi* (Wilkinson, 1997). Sin embargo, La presencia del foraminífero planctónico diagnóstico *Morozovella pseudobulloides* confirma una edad del Paleoceno Temprano a Medio (zonas foraminíferas P1-P3) para la parte inferior de la secuencia. Una posible edad Cretácica Tardía (Coniaciense-Maastrichtiense) sugerida por la presencia reportada de tres especies de *Heterohelix* en el mismo nivel estratigráfico de la secuencia (Informe de Petroproducción 045-PPG-96, 1996) no pudo ser confirmada por los bioestratígrafos del BGS, quienes no pudieron establecer la presencia de este género en la misma muestra. Además, la presencia de *Turrilina brevis*, que está confinada al Paleógeno (zonas P6-P15), sugiere fuertemente que la fauna cretácica identificada es el resultado del retrabajamiento posiblemente (?) de la Unidad Yunguilla. En conclusión, la edad de la Formación Apagua, según se define en este informe, se toma como Paleoceno Temprano hasta Eoceno Medio a Tardío.

3.4.3 Formación Unacota (E_U) (cf. Caliza Unacota, Egüez, 1986)

3.4.3.1 Definición: Corresponde a un horizonte de esparitas de estratos gruesos, con laminación paralela, y micritas masivas intercaladas con la Formación Apagua.

La Formación está pobremente expuesta en el mapa, pero al norte del 1°S está bien expuesta en la carretera La Maná-Latacunga, a 3 km al SW de Apagua, y en el Río Chilcas (7291-98947). Aquí está sobrepuesta de manera discordante por lodolitas y limolitas de estratos delgados de la Formación Apagua (Hughes y Bermúdez, 1997). La naturaleza de las calizas y la presencia de mantos de algas tipo estromatolito en la sección de la carretera mencionada respaldan una interpretación como montículos algales o arrecifes.

3.4.3.2 Edad: La abundante evidencia de algas y foraminíferos indica una edad del Eoceno Medio a Tardío.

3.4.4 Formación Conglomerado Rumi Cruz, E_{RC} (Hughes y Bermúdez, 1997)

3.4.4.1 Definición: Corresponde a estratos masivos, gruesos y extensos lateralmente de conglomerados, brechas y areniscas de grano grueso, en la parte superior del Grupo Angamarca.

La Formación está mejor expuesta al sur del pueblo de Apagua, donde forma una cresta de 20 km de largo en dirección norte-sur, compuesta por conglomerados de grano muy grueso, brechas y areniscas de grano grueso que subyacen conformemente a la Formación Apagua. Los conglomerados son polimícticos, pero de una composición uniforme, caracterizados por clastos bien redondeados, de 2-15 cm de diámetro, de cuarzo, chert, lodolita negra silicificada y raro granito moscovítico, y son tanto soportados por clastos como por matriz. Las areniscas de estratos medios presentes localmente dentro de la secuencia están caracterizadas por ciclos de aumento de tamaño de grano hacia arriba. Hughes y Bermúdez (1997) han reportado fragmentos de madera fósil de la secuencia de conglomerados junto con horizontes delgados de limolita roja, que también se encuentran en el área actual.

3.4.4.2 Edad: La edad no está probada, sin embargo, dado que los conglomerados están en contacto conformable con las turbiditas de Apagua, que a su vez sobreyacen a la Formación Unacota, se les asigna una edad posterior al Eoceno Medio.

3.4.5 Formación Conglomerado Gallo Rumi, PcE_{GR} (McCourt et al., 1997)

3.4.5.1 Definición: Corresponde a una secuencia local de conglomerados, microconglomerados y arenitas cuarzosas con pebbles, intercalados con areniscas masivas dentro del afloramiento principal de la Formación Apagua alrededor del pueblo de San José de Gallo Rumi (7369-98218) en la sección de la carretera Guaranda-Riobamba.

Los conglomerados se caracterizan por su alto contenido de cuarzo. Los clastos de cuarzo lechoso constituyen hasta el 70% de la población, junto con lodolita negra silicificada o chert, y rocas volcánicas raras. Los clastos son redondeados a subredondeados, pero rara vez superan los 1-3 cm, lo que contrasta estos conglomerados con los de la Formación Rumi Cruz; además, se presenta cierta imbricación y gradación localmente. Los conglomerados tienen una potencia del orden de 600 m, aunque se ven complicados por pliegues, y forman una serie de crestas bien definidas en dirección NNE. Además, se encuentran pequeños lentes conglomeráticos dentro de las areniscas masivas de la Formación Apagua.

3.4.5.2 Edad: Aunque no hay evidencia paleontológica para la edad de esta Formación, se interpreta que tiene la misma edad general que la Formación Apagua y, en consecuencia, se le asigna una edad Paleoceno a Eoceno. Sin embargo, debido a su posición estructural cercana al contacto normal de la Formación Apagua y la Unidad Yunguilla en el extremo este de la sección de la carretera Guaranda-Riobamba, podría pertenecer a la parte inferior del Grupo Angamarca.



Lámina 4a. Conglomerados masivos a estratificados gruesos y areniscas de la Formación Gallo Rumi (Grupo Angamarca) al norte de San José de Gallo Rumi (7370-98218)



Lámina 4b. Conglomerados de la Formación Gallo Rumi en San José de Gallo Rumi

3.4.5.3 Interpretación: El Grupo Angamarca es una secuencia de relleno de cuenca que muestra un aumento en el tamaño de grano hacia arriba, mostrando una progradación desde un ambiente de abanico submarino hacia un ambiente de abanico de delta (Hughes y Bermúdez, 1997). Las litologías individuales representan turbiditas de una fuente volcánica (Formación Pilaló) o intervalos de caliza arrecifal (Formación Unacota). Los sedimentos clásticos de la Formación Apagua se interpretan como las partes inferiores a medias de abanicos submarinos de aguas profundas, representando la deposición a partir de corrientes de turbidez de baja a alta densidad. Los conglomerados y las brechas de grano grueso de la Formación Rumi Cruz se consideran depósitos de abanico de delta. El alto grado de redondez de los clastos implica reciclaje, posiblemente de depósitos fluviales más antiguos. Los conglomerados son relativamente comunes en secuencias de abanico submarino, interpretados como depósitos de canales alimentadores (Reading, 1986), pero normalmente tienen una extensión lateral y una geometría de canal muy limitada, en marcado contraste con los conglomerados-brechas de la Formación Rumi Cruz. La presencia de madera fósil y “capas rojas” hacia la parte superior de la secuencia, además de la naturaleza en mantos y la gran extensión lateral de los conglomerados, sugiere una influencia terrestre. Por lo tanto, un ambiente de abanico de delta parece ser un escenario probable, con el material clástico maduro derivado del retrabajamiento de una fuente fluvial traspaís siendo redepositado por flujo en masa en aguas que se están somerizando. Si se acepta este modelo, el cambio de un ambiente de abanico submarino a uno fluvial implica un levantamiento y puede indicar un evento tectónico importante en el Eoceno Tardío. Aunque el área fuente para los sedimentos no está probada, el alto porcentaje de cuarzo respalda una fuente continental traspaís siálica, posiblemente la actual Cordillera Real. Sin embargo, la falta de verdaderos detritos metamórficos no es totalmente consistente con esta explicación y puede ser que gran parte de la unidad sea (semi-) alóctona a la cordillera, representando (?) depósitos de trinchera fuera del continente en lugar de sedimentación en el margen continental en un ambiente de trasarco como propuso Egüez (1986).

3.5 Unidad Arrayanes, E_{Ar} (McCourt et al., 1997)

3.5.1 Definición

Esta unidad volcanosedimentaria se define en este informe. Corresponde a una secuencia bien estratificada, subhorizontal, de sedimentos de grano fino y de “lavas” andesíticas a andesitas basálticas de probable edad del Eoceno más Tardío, que está presente únicamente dentro del área del afloramiento Macuchi. La sección tipo se encuentra al oeste y noroeste del pueblo de Los Arrayanes (7135-98513).

La Unidad Arrayanes comprende lodolitas silíceas de estratos regulares y arenitas cuarzosas fino-granulares, areniscas volcánicas fino-granulares verdes ricas en máficos con tobas subordinadas, e intercaladas con basaltos afíricos o andesitas basálticas sub-porfíricas con plagioclasa. Los afloramientos de la Unidad Arrayanes son característicamente de color amarillo-marrón “ocre” con prominentes manchas de manganeso en superficies de fractura y juntas. Aunque los buzamientos son variables, la unidad se caracteriza por estratos sub-horizontales a con buzamiento bajo. Los contactos con la Macuchi subyacente están pobremente expuestos, pero parecen ser discordantes; sin embargo, definitivamente no son tectónicos, mientras que las secuencias que la sobreyacen discordantemente son volcánicos calco-alcalinos de las unidades Zumbagua y más jóvenes.

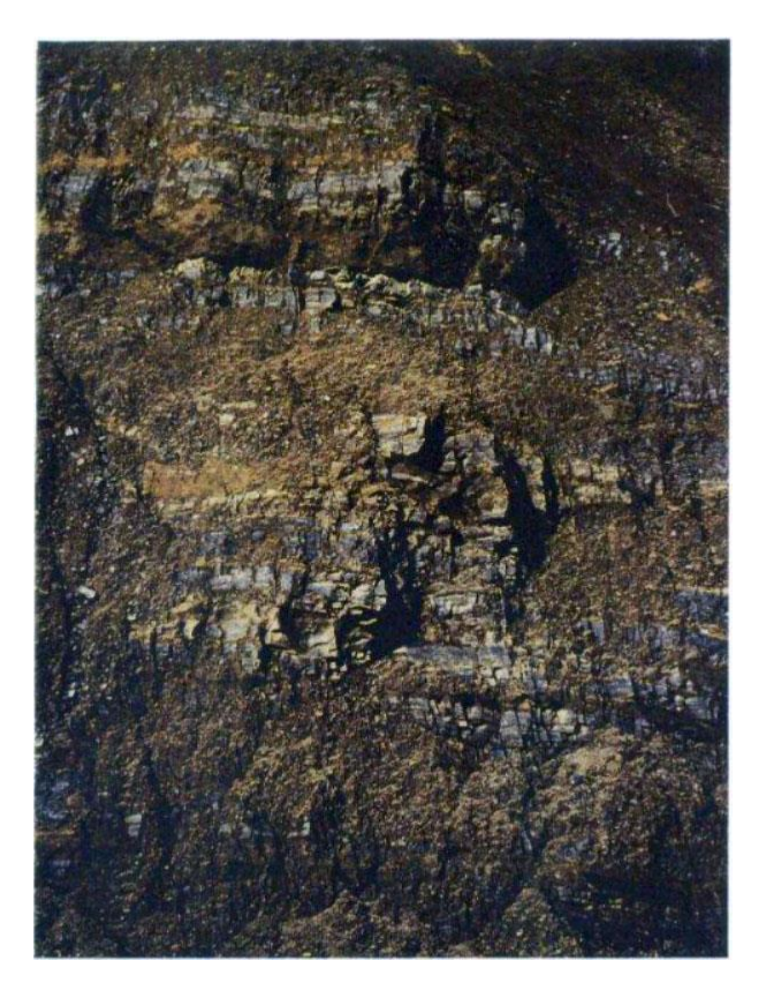


Lámina 5a. Areniscas fino-granulares y limolitas de la Unidad Arrayanes, área de Palma Loma (7045-98330)



Lámina 5b. “Lava” basáltica en los sedimentos de la Unidad Arrayanes en Santa Ana (7022-98306)

Petrográficamente, los sedimentos son areniscas fino-granulares y lodolitas, bien clasificadas, interpretadas como turbiditas distales, en ciclos T_{abce} con un alto aporte volcánico. Aunque se presenta gradación, no es común, pero las laminaciones convolutas y las estructuras de llama indican una correcta polaridad, con un rejuvenecimiento hacia el sureste. En sección delgada, están dominados por una mineralogía de cuarzo-plagioclasa-epidota, ± piroxeno, ± clorita, ± mica, ± anfíbol en una matriz rica en arcilla con opacos. Los volcánicos intercalados, probablemente lavas o (?) sills, son andesitas basálticas porfíricas con fenocristales de plagioclasa (An_{54-60}), hornblenda y clinopiroxeno subordinado de composición diópsido-augita y basaltos afíricos. Estos últimos tienen microfenocristales de plagioclasa (An_{62-65}), piroxeno y anfíbol en una matriz afanítica que contiene vidrio devitrificado. Las cuatro muestras analizadas de esta unidad tienen composiciones que confirman su petrología y se clasifican como andesitas basálticas de bajo contenido en potasio, con características de tipo toleítico a moderadamente diferenciadas calco-alcalinas.

3.5.2 Edad

Más de 20 muestras sometidas a análisis paleontológicos resultaron ser estériles. Una muestra de los afloramientos al oeste de Chillanes (7115-97882), recogida en 1992 (M. Litherland, comunicación personal), arrojó una microfauna calcárea rara, específicamente foraminíferos planctónicos. Estos fueron identificados tentativamente como *Globorotalia* cf. *wilcoxensis* (Wilkinson, 1992), lo que sugiere una edad del Paleoceno Tardío (?) a Eoceno, y como resultado, los sedimentos fueron asignados a la Unidad (Formación) Apagua en el Mapa Nacional 1:1000000 (BGS-CODIGEM, 1993). Sin embargo, consideraciones regionales sugieren fuertemente que la Unidad Arrayanes es de edad Eoceno Tardío. Es litológicamente y petrográficamente distinta de la Formación Apagua, pero también se distingue por la ausencia de pliegues. Esto se interpreta como un indicio de que la Unidad Arrayanes es posterior a la actividad tectónica que deformó las secuencias paleocenas-eocenas de Apagua y Macuchi. Esta deformación se interpreta como el resultado de la colisión y acreción del Arco Macuchi en el Eoceno Tardío. Dado que los sedimentos de la Unidad Arrayanes están corneanizados por plutones del arco plutónico Oligoceno-Mioceno de la Cordillera Occidental (sección 4), debe ser más antigua que 35 Ma, y limita efectivamente la deposición de la unidad al Eoceno más Tardío (38-35 Ma).

3.5.3 Interpretación

La Unidad Arrayanes se interpreta tentativamente como una secuencia de turbiditas distales depositadas sobre el “bloque alóctono” Macuchi, ya sea después o durante su acreción a la Placa Sudamericana. Los sedimentos pudieron derivarse, en parte, de la erosión del arco emergente y los volcánicos representan las etapas finales de actividad del arco, explicando su carácter calco-alcalino, reflejando una subducción continua durante y después de su colisión inicial y acoplamiento con el continente. Es posible que este volcanismo sea la “continuación norte” del Arco Saraguro del sur de Ecuador (Dunkley y Gaibor, 1997).

3.6 Grupo Saraguro (indiferenciado), E-M_S (Dunkley y Gaibor, 1997)

3.6.1 Definición

Corresponde a una secuencia de rocas volcánicas subaéreas, calco-alcalinas, de composición intermedia a ácida, con importantes horizontes de toba soldada (ignimbrítica) en la parte superior y lavas andesíticas en la base. Se correlaciona, en parte, con la Formación Saraguro de Kennerley (1973), el Grupo Saraguro de Baldock (1982) y los Volcánicos Saraguro del Mapa Nacional (BGS-CODIGEM, 1993a). La mayor parte del grupo es de edad Oligoceno, aunque las edades reales oscilan desde el Eoceno Tardío hasta el Mioceno Temprano (38.6-22.8 Ma).

En el mapa actual, se limita a una franja aproximadamente norte-sur, de unos 20 km de largo y 2-4 km de ancho, expuesta “a lo largo” del contacto Macuchi-Apagua al este de Guaranda (7230-98240), y rocas litológicamente similares cerca de Columbe (7539-97910). Las rocas del Grupo Saraguro comprenden una mezcla de lavas andesíticas porfíricas de color gris-verde, con plagioclasa ± hornblenda, brechas y tobas, éstas últimas con fragmentos de vidrio. Se sobreponen discordantemente a la Formación Apagua y están cubiertas en inconformidad por rocas volcánicas más jóvenes del Grupo Zumbagua. Las lavas están frescas y comprenden fenocristales de plagioclasa andesina (An_{50}), fenocristales de augita y hornblenda en una matriz de microlitos de plagioclasa y vidrio volcánico. Una muestra (M3-970) sometida a análisis geoquímico corresponde a una andesita basáltica calco-alcalina.

3.6.2 Edad

Dado que suprayace a la Formación Apagua y está cubierta inconformemente por el Grupo Zumbagua del Mioceno Medio, la edad de esta secuencia está relativamente bien controlada. Las muestras de la sección de Guaranda sometidas a dataciones no fueron exitosas, pero una muestra de volcánicos litológicamente similares en el extremo sureste del área en Columbe (7539-97910), arrojó una edad por trazas de fisión (FT) en zircón de 24.4 ± 1 Ma (Oligoceno Tardío). Sin embargo, en términos regionales, la secuencia de rocas volcánicas al este de Guaranda probablemente se correlaciona con la Unidad Huigra de Egüez et al. (1992) con una edad K/Ar de 36 ± 0.9 Ma. Esta unidad corresponde a la Formación Ocaña de Dunkley y Gaibor (1997) con dataciones FT de 37 ± 1.5 Ma y 39 ± 1.3 Ma (Eoceno Tardío). Sin embargo, en términos composicionales, las rocas Saraguro de Guaranda se correlacionan mejor con las litologías de la Unidad Puñay del Oligoceno (?) de Dunkley y Gaibor (1997) expuestas al oeste de Huigra.

3.6.3 Interpretación

El Grupo Saraguro se considera el resultado de un volcanismo de margen continental. Refleja una subducción dirigida hacia el este que se inició en, o cerca del, límite Oligoceno-Eoceno, tras la acreción del terreno del arco Macuchi. En términos muy generales, los productos de este episodio volcánico fueron lavas y tobas andesíticas seguidas de tobas dacíticas a riolíticas a medida que el arco maduraba.

3.7 Grupo Zumbagua, M_Z (Hughes y Bermúdez, 1997)

Estas rocas son representadas en los mapas nacionales de 1982 y 1993 a escala 1:1000000 como parte de la "Formación Pisayambo" y "Volcánicos Pisayambo" respectivamente, una secuencia volcánica y volcanosedimentaria muy extensa del Mioceno al Plioceno que ocurre a lo largo del centro del Ecuador. El nombre local (Grupo) Zumbagua se considera aquí más apropiado para las secuencias expuestas en el margen oriental de la Cordillera Occidental, que forman gran parte del terreno accidentado al oeste y suroeste de Ambato, extendiéndose al norte hacia los centros volcánicos jóvenes de los Illinizas y Quilotoa y al sur hacia el volcán Chimborazo. La secuencia está bien expuesta a lo largo de la carretera Apagua-Pujilí, especialmente alrededor de Zumbagua (734-9894), de donde toma su nombre.

3.7.1 Definición

Corresponde a una secuencia de rocas volcanosedimentarias según lo definido por Hughes y Bermúdez (op. cit.), que comprende areniscas de grano grueso y brechas de debritas de edad Mioceno. Además, en el mapa actual se incluyen lahares y tobas andesíticas a dacíticas con plagioclasa.

El Grupo Zumbagua cubre gran parte del noreste del mapa, formando el terreno elevado, superior a 3500 m al noreste de Salinas (7207-98450) y al este de Simiátug (7272-98576) y Angamarca (7303-98768). Suprayace inconformemente a secuencias paleógenas de las unidades Apagua, Arrayanes y Macuchi, así como al Grupo Saraguro, y está localmente cubierto inconformemente por rocas volcánicas Plio-Cuaternarias. Las litologías del Grupo Zumbagua son predominantemente de grano grueso, comprendiendo areniscas muy mal clasificadas (?retrabajadas) y brechas de debritas no clasificadas, soportadas por matriz, en estratos de hasta varios metros de espesor. Además, se encuentran tobas andesíticas a dacíticas, grisáceas, con plagioclasa, en la parte occidental de la secuencia, y están cubiertas por unidades laháricas compuestas y horizontales de más de 40 m de espesor alrededor de Salinas. Las areniscas son tobáceas, ricas en líticos y cristales (cuarzo-plagioclasa-feldespato K-anfíbol-biotita), y los clastos líticos dentro de las areniscas, brechas y lahares son casi exclusivamente de material volcánico de composición intermedia. Las brechas de debritas son masivas y caóticas, y son claramente productos de procesos de flujo en masa, probablemente "flujos laháricos" localmente derivados resultado de la actividad volcánica.

3.7.2 Edad

La edad del Grupo Zumbagua es del Mioceno Medio a Tardío, basada en edades del área de Latacunga-Riobamba (Lavenu et al., 1992), la sección tipo (Hughes y Bermúdez, 1997) y el área actual, que van de 17 a 8 Ma (Anexo 3). Además, está intruido por varios plutones de microtonalita/granodiorita, el más grande de los cuales, inmediatamente al sur de Zumbagua, fue datado en 6.27 ± 0.17 Ma por el método K/Ar en hornblenda (Hughes y Bermúdez, 1997).

3.7.3 Interpretación

El Grupo Zumbagua se depositó en un ambiente terrestre, siendo el flujo en masa el principal proceso de deposición. Una parte sustancial de la secuencia está compuesta por debritas y lahares de composición andesítica-dacítica(-riolítica), desencadenados volcánicamente. Hughes y Bermúdez (1997) sugieren un ambiente de deposición en una cuenca intermontana alimentada por una fuente volcánica subaérea, de composición ácida a intermedia. Las tobas del área de Salinas-Simiátug representan los productos volcánicos primarios de esta fuente efusiva.



Lámina 6. Topografía escarpada de los depósitos volcanosedimentarios de "flujo en masa" del Grupo Zumbagua, vista hacia el NW desde Pillopamba (7330-98230). La topografía más suave en el primer plano corresponde a la Formación Apagua.

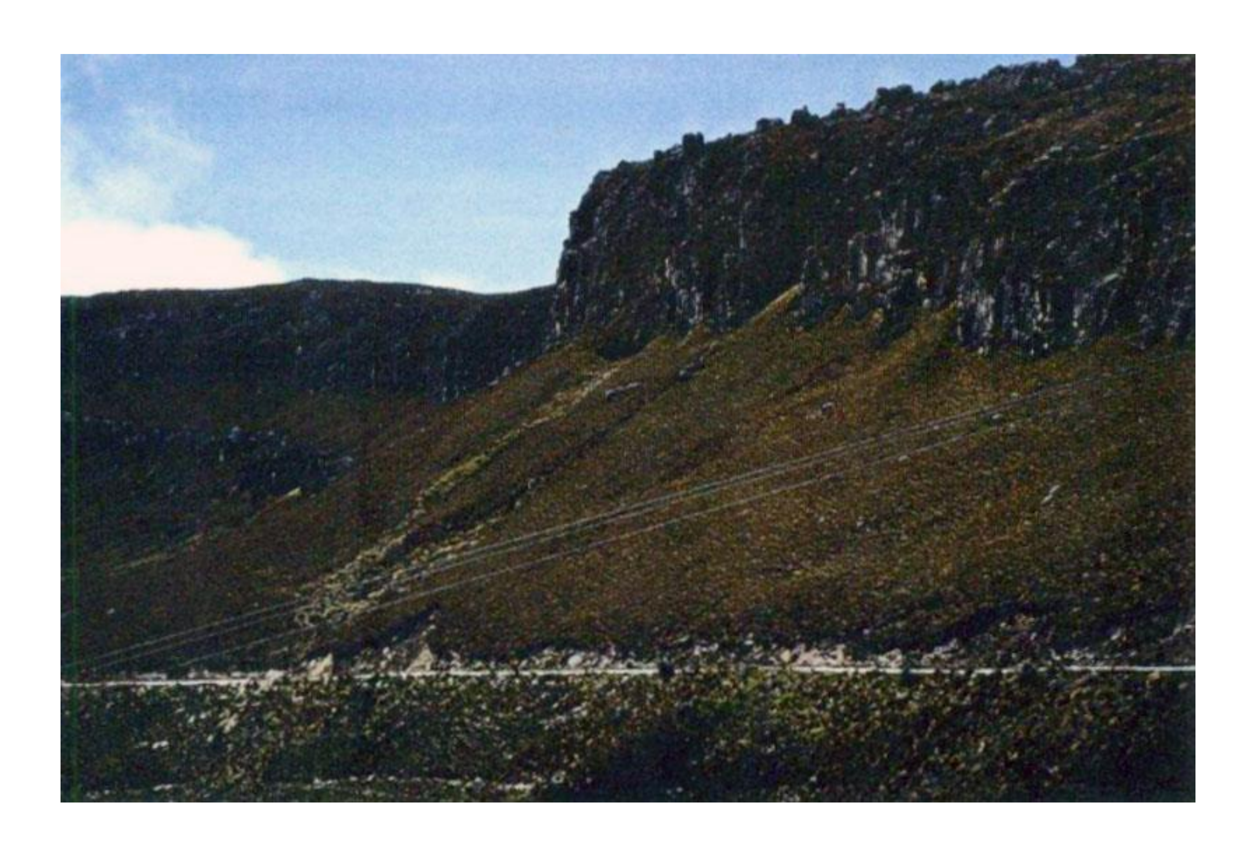


Lámina 7. Unidades laháricas del Grupo Zumbagua en Salinas (7210-98450)

3.8 Formación Cisarán, M_{Cn} (Dunkley y Gaibor, 1997)

3.8.1 Definición

Corresponde a una secuencia potente de lavas andesíticas y dacíticas con sedimentos intercalados, sobreyacida por brechas andesíticas de grano grueso, areniscas volcánicas y depósitos piroclásticos pumíceos, localmente cubierta por lavas andesíticas-dacíticas de edad Mioceno Tardío.

La Formación está definida en el terreno elevado entre Zhud y Alausí al sur de 2°S y toma su nombre del Cerro Cisarán en (7439-97432). En el mapa, se extiende hacia el sur desde Chimborazo hasta el borde del área. Se expone mejor a lo largo del sendero desde Pallatanga hasta El Olivo (7341-97802), donde lavas y tobas andesíticas con plagioclasa, anteriormente incluidas en la Formación Alausí, son suprayacidas por areniscas tobáceas y areniscas fino-granulares y limolitas volcánicas, de color verde a púrpura. La parte superior (?) de la sección, expuesta a lo largo del sendero hasta Calpa (7447-97985) y extendiéndose hacia el norte hasta el área de Sicalpa (747-9811), consiste en depósitos caóticos de flujo en masa, pobremente expuestos, que comprenden areniscas y brechas tobáceas con clastos líticos ígneos ubicuos y piroclásticos. La estratigrafía de la Formación está mal definida en el área actual debido a la exposición limitada y las dificultades de acceso, a menudo resultado de conflictos con la población indígena local. Casi con seguridad, sobreyace y cubre una topografía preexistente de las rocas volcánicas del Grupo Saraguro y está cubierta por depósitos de ceniza y pómez del Cuaternario. En consecuencia, es extremadamente variable en potencia. Sin embargo, Dunkley y Gaibor (1997) reportan una potencia de hasta 2200 m en la sección tipo en el Cerro Cisarán.

3.8.2 Edad

Descansa sobre la Formación Turi del Mioceno Tardío al sur del 2°S. Se han obtenido edades por trazas de fisión de 6.8 ± 0.8 y 7.15 ± 0.4 Ma de la secuencia cerca de Zhud (7253-9693) y en el Cerro Cisarán (Dunkley y Gaibor, 1997) y de 6.9 ± 0.7 Ma de lavas al sureste de Pallatanga. Así, se prueba una edad Mioceno más Tardío.

3.8.3 Interpretación

La Formación representa una combinación de volcanismo subaéreo y amplia sedimentación contemporánea, con depósitos de flujo en masa más jóvenes. Las edades de la secuencia se superponen con las del sector más joven del Grupo Saraguro y un trabajo más detallado podría resultar en su inclusión en esta amplia división que representa el volcanismo de arco continental del Mioceno Medio a Tardío.

3.9 Volcánicos Plio-Pleistocenos indiferenciados, Pl-P_V

3.9.1 Definición

Corresponden a secuencias locales de rocas volcánicas más jóvenes, posteriores al Zumbagua, que no han sido estudiadas en detalle. Corresponden principalmente a los “Volcánicos Lourdes” y “Volcánicos de Sagoatoa” de las hojas geológicas de San Miguel, Guaranda y Ambato 1:100000 (DGGM, 1978-1979), que forman parte del Grupo Sicalpa predominantemente Plioceno de Baldock (1982).

Los Volcánicos Lourdes afloran al W y SSW de San Miguel de Bolívar, a lo largo del camino desde Pisco Urcu (7160-98085) hasta Cochabamba (7122-98144). El área tipo está en La Gruta de Lourdes, que comprende una secuencia pobremente expuesta de rocas volcánicas ácidas (?dacíticas) profundamente meteorizadas, caracterizadas por la presencia de grandes fenocristales de cuarzo ± feldespato y una extensa alteración hidrotermal argílica (sílice-caolín), silicificación y mineralización de sulfuros (calcopirita-pirita, ± bornita). Litologías similares están presentes al suroeste de Sicoto expuestas en el Río Sicoto y a lo largo del camino hacia Cerritos (7099-97917), aunque carecen de una alteración hidrotermal extensa. Los Volcánicos Sagoatoa están expuestos al noroeste de Ambato, correspondiendo a un (más antiguo) estratovolcán erosionado con drenaje radial y compuesto por lavas y tobas subordinadas de andesita de dos piroxenos. Petrográficamente, las andesitas comprenden fenocristales de hiperstena, augita y plagioclasa zonada en una matriz de (?) oligoclasa, magnetita y vidrio volcánico.

3.10 Depósitos volcánicos cuaternarios indiferenciados, Q_V

Corresponden a los “Volcánicos Cotopaxi” del Mapa Nacional BGS-CODIGEM (1993a) y a los Grupos Altar y Cotopaxi y Formación Cangahua combinados de Baldock (1982) y en el mapa actual incorporan las rocas del Volcán Chimborazo. La secuencia comprende tobas de caída aérea del Pleistoceno, brechas y aglomerados, y lavas andesíticas de los centros más antiguos (Chimborazo, Carihuairazo y los Illinizas) cubiertos por cenizas volcánicas más jóvenes, depósitos de pómez, flujos de escombros y lavas menores de los volcanes y centros volcánicos más jóvenes (Cotopaxi, Tungurahua, Pululahua y Quilotoa). Los productos de los centros más antiguos son principalmente andesíticos, mientras que los más jóvenes son más variables, con fases tempranas de actividad dacítica seguidas de una fase principal andesítica y luego actividad basáltica o dacítica. Incluida en esta amplia unidad están las rocas volcánicas de la depresión de Guaranda, una serie de tobas andesíticas y lavas de andesita porfírica interestratificadas de edad Pleistoceno. Las tobas son probablemente del Volcán Chimborazo y las lavas de erupciones locales de fisura; en 7229-98231, las andesitas son piroxénicas y exhiben un espectacular fracturamiento columnar.

La unidad Q_V más joven, de probable edad Pleistoceno Tardío a Holoceno (Bristow y Hoffstetter, 1997), es un depósito de tefra andesítica mayormente no estratificado y parcialmente consolidado, compuesto de tobas o cenizas volcánicas de grano fino característicamente de color marrón-amarillo, comúnmente de 50-80 m de espesor, con depósitos de pómez en o cerca de la base: “Cangahua”. Según Baldock (1982) y Bristow y Hoffstetter (1977), la Cangahua es un depósito eólico de origen volcánico.

3.10.1 Volcánicos del Chimborazo y Carihuairazo, Q_{VCh}^{1-3}

El espectacular volcán Chimborazo (7431-98381) es un estratovolcán alargado de E-W situado aproximadamente a 30 km al NW de Riobamba y a unos 25 km al NE de Guaranda, ocupando la parte centro-oriental del área mapeada. Es el volcán más alto del Ecuador, con una altitud de 6310 m y un relieve local de más de 2500 m, con un diámetro basal de unos 20 km (Hall y Mothes, 1994). Es históricamente inactivo y probablemente lo ha sido durante los últimos 11000 años (Clapperton, 1990). Según Hall y Mothes (op. cit.), el estilo eruptivo del Chimborazo distribuyó material piroclástico sobre un área extensa. Los productos están expuestos a lo largo de la carretera Ambato-Guaranda e incluyen lavas, flujos piroclásticos, avalanchas de escombros, lahares y depósitos de caída de ceniza. Varían en composición desde andesitas basálticas hasta dacitas con hornblenda, con un rango de SiO_2 de 56-65% (Hall y Mothes, 1994).

La actividad de los volcanes Chimborazo y Carihuairazo probablemente inició en el Pleistoceno Temprano, aunque una única datación de 1.8 Ma es del Plioceno más Tardío. Estos productos (Q_{VCh}^1), las lavas del Carihuairazo y las más antiguas del Chimborazo, comprenden andesitas piroxénicas porfíricas que contienen fenocristales de augita, hiperstena y olivino menor en una matriz fino-granular de microlitos de plagioclasa y vidrio volcánico. Las lavas más jóvenes del Chimborazo (Q_{VCh}^2) se limitan a los flancos surorientales y comprenden andesitas piroxénicas vesiculares y raras dacitas de edad “Pleistoceno Medio” datadas en 0.035 Ma (C14, Kilian, 1987). Los productos más jóvenes de la actividad del Chimborazo (Q_{VCh}^3) se encuentran a lo largo de sus flancos occidentales e incluyen tobas escoriáceas y pumíceas de grano grueso que contienen feldespato, piroxeno, magnetita y líticos andesíticos, lavas andesíticas-dacíticas y flujos de escombros/lahares. Esta fase final de actividad coincidió con las etapas finales de la glaciación en el Pleistoceno más Tardío (0.018 Ma).

3.11 Depósitos aluviales y coluviales cuaternarios, Q_A, Q_C, Q_{Ca}

El aluvión holocénico se presenta a lo largo del curso de los principales valles fluviales y es el producto de la deposición fluvial en los sistemas de ríos modernos. También están presentes ocasionalmente terrazas fluviales más antiguas, por ejemplo, a lo largo del Río Chimbo y, depósitos extensos de coluvión, incluidos conos aluviales, ocurren a lo largo del margen occidental de la cordillera. El coluvión es particularmente extenso en el cuadrante noroeste, donde es difícil de distinguir de la subyacente Unidad Macuchi, profundamente meteorizada y a menudo deslizada.

4. ROCAS INTRUSIVAS

Los plutones y las intrusiones menores están presentes en toda el área mapeada, pero son particularmente comunes en la mitad occidental. En términos generales, se pueden dividir en dos grupos: plutones principales de granitoides tipo I calco-alcalinos que intruyen la secuencia volcanoclástica de Macuchi y, diques, mantos y stocks porfiríticos y microtonalíticos que intruyen las secuencias de flysch y volcánicas más jóvenes, a menudo a lo largo de estructuras de fallas.

Los plutones son alargados en dirección norte-sur, característicamente muy alterados, pero con contactos notables y evidentes y producen localmente aureolas de contacto extensas. Están compuestos por tonalitas y granodioritas con biotita-hornblenda de textura primaria, grano medio a grueso e hipidiomórficas, que característicamente no tienen xenolitos ni son foliadas. Una característica común es la presencia de manchas máficas esporádicas o restitos de composición microdiorítica. Todos los plutones carecen de franjas pegmatíticas y no hay diques; aunque los mantos aplograníticos están presentes, no son comunes. La mineralización en forma de sulfuros diseminados en los contactos, tanto dentro del granitoide como en su roca encajante corneanizada, es típica. Hay cuatro intrusiones principales en el área: de norte a sur, el plutón El Corazón, el plutón Echeandía (La Industria), el plutón Chazo Juan-Telimbela y el plutón Balzapamba-Las Guardias (Fig. 3). Además, hay varios plutones menores que probablemente representan apófisis de los principales, lo que sugiere que el bloque de Macuchi puede estar subyacido por un batolito compuesto a profundidad. Sin embargo, la presencia de plutones menores en el noroeste se infiere a partir de rodados en ríos y, por lo tanto, es probable que su tamaño esté exagerado.

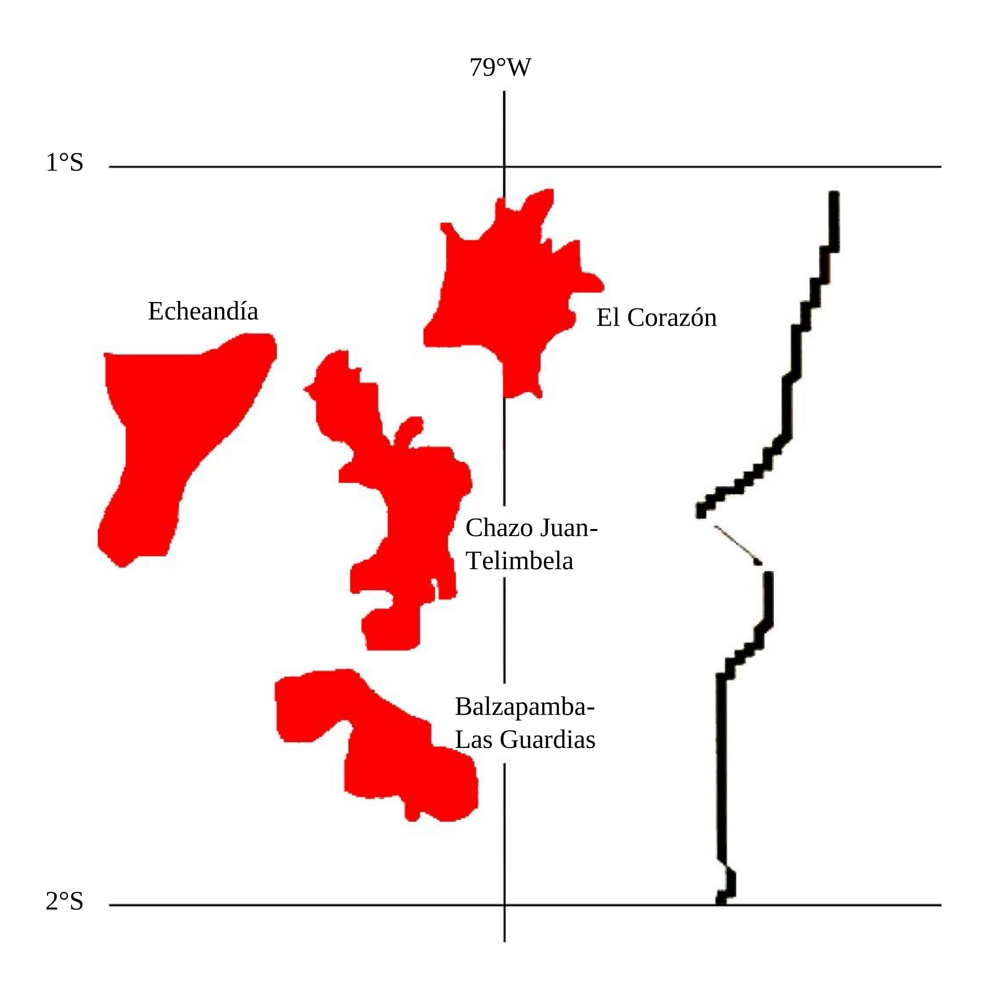


Figura 3. Ubicación de los plutones mayores

Un cuerpo gabroide importante está presente en el extremo suroeste del área, al este de San José del Tambo (6965-97840), compuesto por una mezcla de tipos de rocas que incluyen gabro, cuarzo-gabro, diorita con hornblenda, microgabro y pegmatitas de hornblenda, todas las litologías son ricas en máficos y, excluyendo las pegmatitas, hipidiomórficas a porfíricas en las fases de grano más fino. Mineralógicamente, comprenden plagioclasa (An_{70-58}), augita diopsídica, opacos y cantidades variables de ortopiroxeno, hornblenda y olivino remanente (?). Los productos de alteración incluyen clorita, serpentina, anfíbol fibroso, epidota y cuarzo. En algunas fases parece haber un metamorfismo incipiente caracterizado por la presencia de pumpellyita-prehnita ± epidota. Las rocas gabroicas, particularmente el microgabro-diabasa, son relativamente comunes en todo el afloramiento de la Unidad Macuchi, y provisionalmente el gabro de San José se interpreta como un nivel más profundo en el conjunto volcánico de Macuchi.

4.1 Geoquímica de roca total

Los granitoides varían en composición desde cuarzotonalita-diorita hasta granodiorita en todos los diagramas de clasificación-nomenclatura comunes, con una concentración de muestras en el campo de tonalita (Anexo 2 Fig. 1-4) y son característicos granitoides tipo I relacionados con la subducción (Chappell y White, 1974; Pitcher, 1983). Por lo tanto, son calco-alcalinos y meta-aluminosos a débilmente peraluminosos (Anexo 2 Fig. 5-6 y 9). En los diagramas de clasificación tectónica de Whalen et al. (1987) y Pearce et al. (1984), son granitoides de arco volcánico orogénico (Anexo 2 Fig. 7, 8, 10 y 11), y en los diagramas spider normalizados muestran enriquecimiento en LIL con empobrecimiento de Nb, Ti y Y-Yb (Anexo 2 Fig. 12, 13). Este último es una firma geoquímica típica de los magmas calco-alcalinos formados en un entorno de subducción y característica de los granitoides de arco volcánico, reflejando probablemente la retención de anfíbol y granate en el sitio de fusión parcial en la cuña del manto (Briqueu et al., 1984; Foley y Wheller, 1990). Además, los bajos valores de Rb/Zr (<1) sugieren un arco continental primitivo (Anexo 2 Fig. 11, Brown et al., 1984), compatible con su entorno tectónico dentro de secuencias oceánicas jóvenes acrecionadas, y comparable con los granitoides cálcicos tipo I (M) transicionales de Pitcher (1983, 1993).

4.2 Edad

Se llevó a cabo un importante programa de datación K/Ar en los plutones de la Cordillera Occidental, obteniéndose 32 edades de minerales en hornblenda y/o biotita para complementar edades anteriores (Baldock, 1982; BGS-CODIGEM, 1993a). Las edades del presente estudio, que varían desde 34.27 ± 0.8 hasta 10.08 ± 0.2 Ma, se especifican en el Anexo 3. En detalle, las edades concordantes de hornblenda-biotita del plutón Balzapamba-Las Guardias indican una edad del Oligoceno Temprano de 34.27 ± 0.8, 33.08 ± 0.4 y 33.37 ± 0.3 Ma, apoyando las edades publicadas anteriormente de 31.7 ± 1, 30.8 ± 1 y 30.1 ± 1 Ma (Kennerley, 1980; JICA, 1991). También están disponibles edades más jóvenes de 25.7 ± 0.9 y 19.8 ± 3 Ma de este mismo plutón (JICA, 1991). Sin embargo, partes del plutón Balzapamba están hidrotermalmente alteradas y mineralizadas, lo que puede ser la razón de las edades más jóvenes.

Las edades del plutón tonalítico Chazo Juan-Telimbela son más consistentes en 21.4 ± 0.19, 20.66 ± 0.18, 19.52 ± 0.26 y 19.11 ± 0.79 Ma, coincidiendo con las edades publicadas de 20.9 ± 0.7 y 19.4 ± 0.6 (JICA, 1991). Esto sugiere una edad intrusiva del Mioceno Temprano (21-18 Ma) para este plutón. La intrusión más occidental (Echeandía-La Industria) está datada en 26.49 ± 0.73, 25.58 ± 0.5 y 23.14 ± 0.79 Ma, nuevamente coincidiendo con las edades publicadas del Oligoceno Tardío (JICA, 1991). El plutón El Corazón proporcionó edades consistentemente más jóvenes, del Mioceno Medio, de 16.06 ± 0.32, 15.82 ± 0.13, 14.84 ± 0.18, 14.80 ± 0.41 y 14.13 ± 0.35 Ma. Mientras tanto, la intrusión más meridional, el plutón Undushig, tiene edades concordantes del Oligoceno Tardío, de hornblenda-biotita, de 24.08 ± 0.48 y 25.42 ± 0.51 Ma.

Por lo tanto, la actividad plutónica importante y extendida aparentemente abarcó desde el Oligoceno Temprano hasta el Mioceno Medio (34-14 Ma), con posibles pulsos en 34-30 Ma, 26-19 Ma y 16-14 Ma. También se dataron dos fases intrusivas menores. Los mantos de microtonalita que intruyen la Formación Apagua al suroeste de su área tipo tienen una edad de 23.65 ± 0.48 Ma, y una de una serie de stocks microgranodioríticos de alto nivel que intruyen la Unidad Yunguilla en Juan de Velasco (736-9800) al NE de Pallatanga se dató en 10.08 ± 0.2 Ma.

4.3 Interpretación

Los datos geoquímicos confirman el carácter de arco volcánico de los granitoides de la Cordillera Occidental y proporcionan evidencia definitiva de la existencia de un margen activo en esta parte de la Placa Sudamericana desde el Oligoceno hasta el Mioceno Medio. Este período de actividad corresponde ampliamente al volcanismo del Grupo Saraguro y se interpreta que ambos son manifestaciones diferentes del mismo régimen de subducción.

5. ESTRUCTURA

5.1 Introducción

La Cordillera Occidental de Ecuador tiene una tendencia general NNE, aunque varía en orientación desde NE-SW hasta aproximadamente N-S a lo largo de su longitud. Su límite occidental es la base de las estribaciones andinas, donde las secuencias de Macuchi desaparecen bajo los depósitos cuaternarios de la Llanura Costera, aproximándose a la zona de falla NNE-SSW Guayaquil-Babahoyo-Santo Domingo (Baldock, 1982), que se extiende hacia Colombia como la Falla El Tambor-Río Mira y su extensión, la zona de falla Atrato-San Juan. El límite oriental de la Cordillera Occidental es probablemente la compleja zona de falla Calacalí-Pallatanga con dirección NNE-SSW (Aspden et al., 1987) y su extensión al norte en Colombia, la Falla Cali-Cauca-Patía. Así, la Cordillera Occidental está limitada al este y al oeste por fallas profundas interpretadas como suturas y ha sido fragmentado en una serie de bloques de variada complejidad alargados con dirección NNE-SSW, delimitados por fallas, por una serie de fallas anastomosadas subparalelas y profundas.

5.2 Fallas

Las tendencias regionales de las fallas en el área mapeada son NE-SW y N-S. Sin embargo, las fallas rara vez están expuestas, siendo inferidas a partir de consideraciones regionales y evidencia neotectónica, principalmente expresiones geomorfológicas (cf. Lavenu, 1994). Las principales fallas NE-SW se encuentran en el sureste del área mapeada y forman parte del **sistema de fallas de Pallatanga** (este informe). La Falla Pallatanga (*s. s.*, Baldock, 1982) corresponde a una falla en dirección NNE-SSW a lo largo del Valle del Río Pangor que "al sur de Pallatanga se desvía hacia el SW a través de la depresión de Bucay para conectarse con la Falla Naranjal-Jambelí". Aquí se renombra como la Falla Pangor, una falla local inversa subvertical con buzamiento hacia el este, a lo largo de la cual las rocas de la Unidad ofiolítica Pallatanga (sección 3.1) han sido empujadas hacia el oeste sobre la Unidad Yunguilla (7345-97958). Más al norte, esta misma falla se orienta casi en dirección N-S y muestra evidencia morfológica de movimiento lateral dextral holocénico con un pequeño componente inverso (Winter y Lavenu, 1989).

Como se usa en este informe, la Falla Pangor es una rama principal del sistema de fallas de Pallatanga, el cual corresponde al límite oriental de las rocas oceánicas cretácicas de afinidad MORB y se correlaciona con la Falla Calacalí-Pujilí (Litherland y Aspden, 1992) al norte. La falla principal de este sistema hacia el sur es la Falla Bulubulu (Dunkley y Gaibor, 1997) que define el contacto oriental de las rocas MORB con el basamento metamórfico local. A lo largo de gran parte de su longitud, el Sistema de Fallas de Pallatanga coincide con la falla límite oriental de la Cordillera Occidental (Van Thournout, 1991; Lebrat et al., 1985), pero al sur de 2°S, se desvía hacia el SW para emerger cerca de Palenque, definiendo el límite occidental de la Cordillera. El trazo de las fallas principales del Sistema de Fallas de Pallatanga está marcado en el área actual por *slivers* de roca básica altamente cizallada (K_{Pa}) y/o pulverizada de la Unidad Yunguilla, típicamente expuestos en áreas de deslizamientos. En la Qda. Mocata, al NE del pueblo del mismo nombre en (7300-97810), tal falla muestra evidencia, estructuras S-C, de movimientos dextrales.



Lámina 8. Lineamiento del Río Chimbo mirando hacia el sur a lo largo del Río Chimbo en (7220-97910)



Lámina 9. Traza de la Falla Pangor (Sistema de Fallas Pallatanga) mirando al NE desde el pueblo de Pallatanga (7280-97800)

Al oeste de la zona principal de fallas, hay numerosos conjuntos de fallas paralelas, siendo la más importante aquella que se extiende hacia el noreste desde el área de Tambillo (724-9794) hasta el Volcán Chimborazo, que atraviesa la línea de falla (cf. Litherland y Aspden, 1992). A lo largo de la longitud de esta Falla Tambillo, están expuestas rocas básicas tectonizadas de la Unidad Pallatanga (727-9803), a menudo asociadas íntimamente con lodolitas negras altamente tectonizadas interpretadas como pertenecientes a la Unidad Yunguilla, que posiblemente forman la matriz de las rocas ofiolíticas desmembradas de la Unidad Pallatanga. Esta falla se interpreta como una falla satélite de la sutura Pallatanga (-Calacalí), posiblemente reactivada durante el Mioceno a Plioceno, coincidiendo con el desarrollo de las principales cuencas intermontanas del sur del Ecuador (Lavenu y Noblet, 1989). Inmediatamente al oeste de la Falla Tambillo se encuentra otra estructura fundamental expresada neotectónicamente como el Lineamiento del Río Chimbo, considerado como una línea de falla reactivada relacionada con el levantamiento Neógeno (Baldock, 1982). El Lineamiento del Río Chimbo se interpreta como relacionado con el contacto fallado Macuchi-Apagua definido como el **sistema de fallas Chimbo-Cañi** (este informe). Está expuesto al sur de Cañi (7236-98042) y en el Río Colorado-Pallo (724-9802) como un cinturón de rocas básicas tectonizadas y cizalladas, y lodolitas pulverizadas de color negro y rojo-púrpura de afinidad no probada. El lineamiento es fácilmente rastreable en fotografías aéreas e imágenes satelitales hasta el norte de Guaranda y se piensa que continúa hacia el norte hasta Simiátug, desde donde posiblemente sigue hacia el norte para unirse con el Lineamiento del Río Toachi en el mapa adyacente (Hughes y Bermúdez, 1997). Alternativamente, éste, o una estructura relacionada, se desvía hacia el NE a lo largo del Río Colorado hasta el NW de Chimborazo, donde se han mapeado *slivers* tectonizados básicos y ultrabásicos de K_{Pa} (7385-98545) para unirse con la principal falla límite de Pujilí. Toda esta zona se considera un área de actividad tectónica relacionada con la reactivación del Mio-Plioceno y Cuaternario de la sutura Pallatanga-Pujilí. La Falla Chimbo-Cañi continúa hacia el norte hasta el área de Pilaló, para unirse con la Falla Pilaló-Sigchos de Hughes y Bermúdez (1997). Consideramos que esta zona de fallas regional es una “sutura” del Eoceno Tardío relacionada con la acreción del terreno Macuchi al continente Sudamericano (sección 7).

Varias fallas menores están presentes, la mayoría de las cuales no pueden ser representadas a la escala 1:200000; éstas son estructuras con desplazamientos locales a pequeña escala que tienen direcciones NW-SE o ENE-WSW a E-W. Además, hay numerosos lineamientos NNE y NE evidentes en las fotografías aéreas que coinciden con direcciones de drenaje prominentes que probablemente sean fallas o fracturas.

5.3 Pliegues

Los pliegues están presentes en las secuencias de Apagua y Yunguilla, orientados alrededor de ejes N-S, NNE-SSW o NE-SW, aunque en esta última se complican por pliegues disarmónicos relacionados con la deformación de sedimentos blandos (*slumping*) que es regionalmente característico de esta unidad. El plegamiento de la Unidad Macuchi casi con seguridad ocurrió, pero rara vez es evidente en el campo. El plegamiento abierto a gran escala en dirección N-S a NNE-SSW, es visible en fotografías aéreas en el Grupo Zumbagua en el cuadrante noreste del mapa. Se considera que el plegamiento en las secuencias de turbiditas de Apagua y Yunguilla refleja la deformación del Eoceno Tardío durante la acreción del terreno Macuchi, y es notable que los sedimentos pre-oligocénicos de la Unidad Arrayanes no han sido plegados por este evento (cf. Sección 3.5). El plegamiento que afecta al Grupo Zumbagua debe ser del Mioceno Tardío o más joven y, por lo tanto, está relacionado con un evento tectónico diferente.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

Hay relativamente poca mineralización importante en el área, con solo cantidades menores de sulfuros relacionados con pórfidos y posible oro epitermal.

Las principales áreas de interés desde el punto de vista de la mineralización de metales base y preciosos fueron identificadas durante el Proyecto San Miguel (1975-1979), llevado a cabo conjuntamente por geólogos de DGGM (actualmente CODIGEM) y el IGS (actualmente BGS). Se identificaron y recomendaron varios prospectos para mineralización de pórfido de cobre ± oro-molibdeno para una investigación más profunda (Aucott et al., 1979). Casi todas las áreas de interés están relacionadas con intrusiones de granitoides o sus contactos con los hospedantes volcánicos Macuchi. El trabajo de seguimiento limitado identificó áreas de interés prioritario, 9 de las cuales están en el área de estudio actual: Chazo Juan (706-9846), La Industria-Yatubi (688-9826), Tres Hermanas (700-9826), Telimbela (704-9816), Balzapamba (703-9805 a 708-9808), San Miguel (716-9808), Las Guardias (708-9800), Sicoto (712-9798) y Tambillo (723-9784). Todas estas áreas fueron evaluadas y las más prometedoras fueron seguidas, como parte del Proyecto Bolívar (Fases I-III) llevado a cabo conjuntamente por geólogos de la *Japanese International Cooperation Agency* (JICA) e INEMIN (actualmente CODIGEM) entre 1988-1991. Como resultado de la evaluación preliminar, Balzapamba y Telimbela fueron identificados como los objetivos, y se llevó a cabo un programa de perforación en las zonas de mayor interés en El Torneado (708-9808), Osohuayco (7075-9806) y NE Telimbela en Ashuaca (7056-98172). Los detalles completos del Proyecto Bolívar se encuentran en los informes de las Fases I, II, III (JICA, 1989, 1990, 1991) y se resumen brevemente a continuación.

6.1 Área de Balzapamba

La mineralización, principalmente sulfuros de cobre, ocurre dentro del plutón granitoide y en las rocas de Macuchi corneanizadas adyacentes en El Torneado, Osohuayco, Las Juntas y El Cristal, ya sea como “tipo pórfido de cobre” diseminado en el granitoide o asociada con vetas de cuarzo en los volcánicos. Los minerales de mena son principalmente pirita y calcopirita. En Las Palmas y Cochapamba, se presenta una mineralización más joven de aguas termales en los “Volcánicos Lourdes” del Plio-Pleistoceno (Sección 3.9). Se registra una extensa alteración generalizada de cuarzo-caolín-haloysita con mineralización diseminada débil de pirita ± hematita observada en la superficie. En El Torneado, se presentan tanto mineralización en red como diseminada de sulfuros, pero las perforaciones de prueba establecieron que la zona mineralizada era de bajo grado y concluyeron que cualquier centro de mineralización previo había sido erosionado, por lo que el potencial era bajo. Se reconocieron dos zonas mineralizadas discretas en Osohuayco (Norte y Sur), y la zona sur fue perforada basándose en un estudio IP. La perforación intersecó una zona de mineralización de sulfuros de muy bajo grado en la Macuchi corneanizada (0.05% Cu).

6.2 Telimbela

La mineralización de tipo “pórfido” alojada en granitoides, con pirita, calcopirita ± bornita ± molibdenita diseminada, ocurre en el área de Telimbela, con siete zonas mineralizadas discretas registradas. La más prometedora está centrada en las Qdas. Ugshacocha y Ashuaca cerca de la escuela en Ashuaca. La perforación preliminar indicó leyes de entre 0.23-0.72% Cu y el área de Ashuaca fue seleccionada para perforación de seguimiento.

Todas las demás áreas son de baja prioridad; la mineralización en Chazo Juan y Las Guardias es de tipo pórfido, pero pequeña en escala y discontinua y, en el área de La Industria-Yatubi se registra alguna alteración de tipo "epitermal" de aguas termales con muy poca mineralización de oro.

Durante la presente investigación, se observaron varias pequeñas áreas de alteración y mineralización de sulfuros, principalmente pirita, en las zonas de contacto del plutón Chazo Juan-Telimbela y esporádicamente en otras áreas dentro de la Unidad Macuchi. Éstas ocurren a lo largo del mismo lineamiento general, a menudo coincidiendo con el afloramiento de los sedimentos de la Unidad Arrayanes. La zona más extensa se encuentra al noreste del plutón Balzapamba hacia Las Palmas (7080-98105). En la alteración hidrotermal, se encuentra mineralización de cuarzo-pirita y pegmatitas de cuarzo con turmalina en el extremo sur del plutón Echeandía en Santa Rita-Yatubi (6875-98225) y al noreste de Cerro Samama (6888-98177).

6.3 Recursos no-metálicos

Incluyen las calizas y calcarenitas de la Unidad Yunguilla extraídas para cemento alrededor de San Juan-Shobol (744-9823) y en Cuiquiloma (7372-98273). Las calizas de la Unidad Macuchi en el área de Balzapamba, específicamente alrededor de Chaupiyacu (699-9805) y Cadial (700-9807), y fuentes potenciales de agregado para carreteras en basaltos y microgabros locales tanto en las Unidades Macuchi como Arrayanes, particularmente donde están corneanizadas, por ejemplo, al noreste de Las Guardias en Los Pogyos (705-9799). Además, los volcánicos del Cuaternario a Reciente a lo largo del lado oriental del área entre Riobamba y Ambato son importantes fuentes de pómez, tanto como abrasivo como relleno en cemento (puzolanas), materiales de construcción, piedra ornamental, etc. (Báez et al., 1994).

7. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica del área se interpreta en términos de procesos de placas tectónicas y, en particular, de tectónica de acreción. Las rocas más antiguas son los basaltos oceánicos de la Unidad Pallatanga, de edad probable Cretácico Medio a Tardío. Se propone que estas rocas representan fragmentos de una secuencia ofiolítica incompleta, que formaría parte del piso oceánico del Cretácico Medio de la Placa (proto-) Farallón. La secuencia Pallatanga fue acrecionada al NW de Sudamérica en el Cretácico Tardío, probablemente en el Campaniense. Aspden et al. (1992) informaron sobre un reajuste generalizado de los sistemas isotópicos principales en las rocas pre-Cretácicas de la Cordillera Real entre 85-65 Ma. Un evento de reajuste similar fue reportado por McCourt et al. (1984) en las rocas metamórficas de la Cordillera Central de Colombia. Ambos autores correlacionaron este reajuste con la acreción del terreno de la Cordillera Occidental, que corresponde a la Unidad Pallatanga en Ecuador, al Grupo Diabásico en Colombia y a rocas oceánicas correlacionadas en Panamá. En el Oriente del Ecuador, la Formación Napo, del Albiense al Santoniense (-Campaniense Temprano?), fue erosionada antes de la deposición de la Formación Tena del Maastrichtiense (Baldock, 1982). Se propone que la erosión de la Formación Napo estuvo relacionada con un período de levantamiento y emergencia de la proto-Cordillera Real en el Campaniense (83-74 Ma), como resultado de la colisión y acreción del terreno oceánico Cretácico Medio de la Cordillera Occidental de los Andes del Norte a lo largo del complejo sistema de fallas Calacalí-Pallatanga (Cali-Cauca-Patía), una sutura del Cretácico Tardío. Como resultado de la (?) emergencia de la Cordillera Real en el Campaniense Medio a Tardío, la Formación Tena y la Unidad Yunguilla del Maastrichtiense fueron depositadas en ambientes continentales y marinos contrastantes a ambos lados de la Cordillera Real (Baldock, 1982). La secuencia turbidítica marina de Yunguilla se depositó en el oeste, al menos en parte, sobre el terreno oceánico Cretácico.

Después de este evento, se estableció un (?) nuevo régimen de subducción y se desarrolló el arco insular enzimático Macuchi durante el Terciario Temprano. Al mismo tiempo, las turbiditas clásticas de la Formación Apagua del Paleoceno-Eoceno y unidades relacionadas fueron depositadas en un ambiente de ante-arco o fosa en el mar marginal entre el arco Macuchi y el borde continental. También, aproximadamente en este tiempo, en el sur de Ecuador, se desarrolló el arco calco-alcalino Sacapalca en un entorno de margen continental. En el Eoceno (temprano) Tardío, la secuencia del arco insular Macuchi fue acrecionada oblicuamente desde el SW sobre el borde continental, posiblemente como resultado de la tectónica de rumbo dextral a lo largo de una falla regional con tendencia NNE (cf. Feininger y Bristow, 1980). Un escenario similar para el margen occidental de la Cordillera Occidental de Colombia en el Eoceno más Tardío fue propuesto por McCourt et al. (1991). Como resultado directo de este evento tectónico, las unidades Apagua, Macuchi y más antiguas fueron deformadas y rebanadas de la Unidad ofiolítica cretácica Pallatanga fueron emplazados tectónicamente en la Unidad Yunguilla. Durante el proceso de acreción se propone que la secuencia del arco Macuchi fue segmentada y trasladada hacia el norte a su posición actual. Después o posiblemente durante el evento de acreción, las turbiditas y los volcánicos basálticos de la Unidad Arrayanes fueron depositados sobre el terreno Macuchi. Aproximadamente en el límite Eoceno-Oligoceno y continuando hasta el Mioceno, la subducción continua resultó en el desarrollo de un importante arco volcánico calco-alcalino a lo largo del margen continental de los Andes ecuatorianos, el Arco Saraguro. En el área mapeada, el volcanismo parece haber estado restringido a erupciones de fisuras a lo largo de antiguas líneas de falla, pero se desarrolló un importante arco plutónico a lo largo del borde oriental del bloque Macuchi entre 35-20 Ma, por ejemplo, los plutones Balzapamba y Telimbela.

Alrededor de 22 Ma, ocurrió una importante reorientación documentada de los movimientos relativos de las placas en la región Andina Norte, resultado de la fragmentación de la Placa Oceánica Farallón en las Placas Nazca y Cocos (Pilger, 1983). Los eventos relacionados con este cambio no están claros en el área mapeada, ya que el plutonismo parece continuar en el Mioceno Temprano; sin embargo, en la parte sur de la Cordillera Occidental hubo una interrupción en la actividad volcánica, con un importante levantamiento y deformación de las secuencias del Grupo Saraguro en ese tiempo (Pratt et al., 1997). Durante el Mioceno-Plioceno, tras la reorganización mencionada, la evolución geológica de Ecuador se caracteriza por un margen continental activo dominado por fallas de rumbo, con extensión E-W que resultó en la formación de cuencas intermontanas (Lavenu y Noblet, 1989; Pratt et al., 1997). Toda la Cordillera Occidental fue el sitio de un extenso volcanismo subaéreo ácido-intermedio, cuyos productos se observan en el área mapeada como el Grupo Zumbagua y unidades del Plio-Pleistoceno indiferenciadas. Hace unos 2 Ma, hubo una nueva reorganización del sistema de placas del Pacífico (Rea y Malfait, 1974), resultado del contacto de la Dorsal de Carnegie con la zona de subducción activa. Como consecuencia, muchas de las estructuras más antiguas de la Cordillera Occidental fueron reactivadas, por ejemplo, el Lineamiento Río Chimbo. Al norte de 2°30’S, se formaron grandes volcanes andesíticos estratiformes a lo largo de fallas regionales reactivadas, como la sutura Calacalí-Pallatanga, que probablemente actuaron como conductos para el magma.

8. BIBLIOGRAFÍA

AGUIRRE L. and ATHERTON M. P. (1987) Low grade metamorphism and geotectonic setting of the Macuchi Formation, Western Cordillera of Ecuador. *Journal of Metamorphic Geology,* **5**, 473-494.

ASPDEN J. A., BONILLA W. and DUQUE P. (1995) The El Oro metamorphic complex, Ecuador: geology and economic mineral deposits. *Overseas Geology and Mineral Resources,* No. 67, 63 pp.

ASPDEN J. A., HARRISON S. M. and RUNDLE C. C. (1992) New geochronological control for the tectono-magmatic evolution of the metamorphic basement. Cordillera Real and El Oro Province of Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences,* Vol. 6, 77-96.

ASPDEN J. A., LITHERLAND M., DUQUE P., SALAZAR E., BERMÚDEZ R. y VITERI F. (1987) Un nuevo cinturón ofiolítico en la Cordillera Real, Ecuador, y su posible significación regional. *Politécnica (Quito), Monografía de Geología,* Vol. 12, 81-94.

AUCOTT J. W., PUIG C., QUEVEDO L. and BÁEZ N. (1979) Exposición geoquímica regional en el centro occidental del Ecuador (Proyecto San Miguel). Institute of Geological Sciences, Nottingham UK.

BÁEZ N., NÚÑEZ R., TIRADO R. and LOACHAMIN R. (1994) Rocas y minerales Industriales en el Ecuador, Quito-Ecuador, 202p.

BALDOCK J. W. (1982) Geología del Ecuador. Boletín de la Explicación del Mapa Geológico (1:1000000) de la República del Ecuador. Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos. Quito, 54 pp.

BRISTOW C. R. (1981) An annotated bibliography of Ecuadorian geology. *Overseas Geology and Mineral Resources, Institute of Geological Sciences,* No. 58, 38 pp.

BRISTOW C. R. and HOFFSTETTER R. (1977) *Lexique Stratigraphique International.* (2nd Edition). Centre National de la Recherche Scientifique, Paris.

BRITISH GEOLOGICAL SURVEY and CORPORACIÓN DE DESARROLLO E INVESTIGACIÓN GEOLÓGICO MINERO Y METALÚRGICO (1993a) National geological map of Ecuador, scale 1:1000000. (Keyworth, Nottingham; BGS, and Quito; CODIGEM).

BRITISH GEOLOGICAL SURVEY and CORPORACIÓN DE DESARROLLO E INVESTIGACIÓN GEOLÓGICO MINERO Y METALÚRGICO (1993b) National tectono-metallogenic map of Ecuador, scale 1:1000000. (Keyworth, Nottingham; BGS, and Quito; CODIGEM).

BRITISH GEOLOGICAL SURVEY and CORPORACIÓN DE DESARROLLO E INVESTIGACIÓN GEOLÓGICO MINERO Y METALÚRGICO (1994a) Geological and metal occurrence map of the Northern Cordillera Real metamorphic belt Ecuador. (1:500000).

BRITISH GEOLOGICAL SURVEY and CORPORACIÓN DE DESARROLLO E INVESTIGACIÓN GEOLÓGICO MINERO Y METALÚRGICO (1994b) Geological and metal occurrence map of the Southern Cordillera Real metamorphic belt Ecuador. (1:500000).

BRIQUEU L., BOUGAULT H. and JORON J. L. (1984) Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implications. *Earth and Planetary Science Letters,* **68**, 297-308.

BROWN G. C., THORPE R. S. and WEBB P. C. (1984) The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources, *Journal Geological Society, London*, **141**, 413-426.

CHAPPELL B. W. and WHITE A. J. R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geology,* **8**, 173-174.

CLAPPERTON C. (1990) Glacial and volcanic geomorphology of the Chimborazo-Carihuairazo Massif Ecuadorian Andes. *Transaction of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences,* **81**, 91-116.

DIRECCIÓN GENERAL DE GEOLOGÍA Y MINAS (1976) Mapa geológico del Ecuador, Chimborazo, Hoja 69 (1:100000). (Quito).

DIRECCIÓN GENERAL DE GEOLOGÍA Y MINAS (1978) Mapa geológico del Ecuador, Ambato, Hoja 68 (1:100000). (Quito).

DIRECCIÓN GENERAL DE GEOLOGÍA Y MINAS (1978) Mapa geológico del Ecuador, Riobamba, Hoja 70 (1:100000). (Quito).

DIRECCIÓN GENERAL DE GEOLOGÍA Y MINAS (1979) Mapa geológico del Ecuador, Quevedo, Hoja 48 (1:100000). (Quito).

DIRECCIÓN GENERAL DE GEOLOGÍA Y MINAS (1979) Mapa geológico del Ecuador, Guaranda, Hoja 49 (1:100000). (Quito).

DIRECCIÓN GENERAL DE GEOLOGÍA Y MINAS (1979) Mapa geológico del Ecuador, San Miguel, Hoja 50 (1:100000). (Quito).

DIRECCIÓN GENERAL DE GEOLOGÍA Y MINAS (1980) Mapa metalogénico del Ecuador, escala 1:1000000. (Paladines A. and Sanmartín H.) Quito, Ecuador.

DIRECCIÓN GENERAL DE GEOLOGÍA Y MINAS and INSTITUTE OF GEOLOGICAL SCIENCES (1982) Mapa Geológico Nacional de la República del Ecuador (1:1000000). (Quito).

DUNKLEY P. N. and GAIBOR A. (1997) Geology of the area between 2 and 3 degrees south. Western Cordillera, Ecuador. Open File Report WC/97/26, British Geological Survey.

EGÜEZ A. (1986) Evolution Cénozoïque de la Cordillère Occidental Septentrionale d'Equateur (0°15'S o 1°10'S). Les mineralisation associées. Unpublished Ph. D. thésis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 116p.

EGÜEZ A. and BOURGOIS J. (1986) La Formación Apagua, edad y posición estructural en la Cordillera Occidental del Ecuador. Memoria Cuarto Congreso Ecuatoriano de Geología, Minas y Petróleos, **Tomo 1**, 161-178. Quito.

FAUCHER B., JOYES R., MAGNE F., GRANJA V. J., GRANJA B. J. C., CASTRO R. y GUEVARA G. (1968) Informe geológico sobre las posibilidades petroleras de las provincias costeras de la República del Ecuador. Institute Français du Pétrole. (Servicio Nacional de Geología y Minas; Quito).

FAUCHER B. and SAVOYAT E. (1973) Esquema Geológico de los Andes Ecuatorianos. *Revue de géographie et de Géologie Dynamique (2),* **XV Fase 1-2**, 115-142. Paris.

FEININGER T. (1977) Simple Bouguer gravity anomaly map of Ecuador (1:1000000). Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador.

FEININGER T. (1978) Geologic map of the western part of the El Oro Province (1:50000). Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador.

FEININGER T. and BRISTOW C. R. (1980) Cretaceous and Paleogene geologic history of coastal Ecuador. *Geologische Rundschau,* Vol. 69, 849-874.

FOLEY S. F. and WHELLER G. E. (1990) Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks: the role of residual titanites. *Chemical Geology,* **85**, 1-18.

GANSSER A. (1973) Facts and theories on the Andes. Journal of the Geological Society of London, Vol. 129, 93-131.

GOOSSENS P. J. (1972) Metallogeny in the Ecuadorian Andes. *Economic Geology,* **67**, 458-468.

GOOSSENS P. J. and ROSE W. I. (1973) Chemical composition and age determination of tholeiitic rocks in the Basic Igneous Complex, Ecuador. *Bulleting Geological Society of America*. **84**, 1043-1052.

HALL M. L. and MOTHES P. A. (1994) Tefroestratigrafía holocénica de los volcanes principales del valle interandino, Ecuador. P. 47-68. *In* El Contexto Geológico del Espacio Físico Ecuatoriano (ed. R. Marocco). Colegio de Geógrafos del Ecuador, Quito-Ecuador, 113 p.

HENDERSON W. G. (1977) Geology of the Cordillera Occidental of Northern Ecuador. Internal report IGS/DGGM Quito 79p.

HENDERSON W. G. (1979) Cretaceous to Eocene volcanic arc activity in the Andes of northern Ecuador. *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 136, 367-378.

HENDERSON W. G. (1981) The Volcanic Macuchi Formation, Andes of Northern Ecuador. *Newsl. Stratigr.,* **9**, 157-168.

HUGHES R. A. and BERMÚDEZ R. A. (1997) Geology of the area between 1 degree south and the Equator, Western Cordillera, Ecuador. Open File Report WC/97/25. British Geological Survey.

IRVINE T. N. and BARAGAR W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *American Journal of Earth Sciences,* **8**, 523-548.

JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY (1989) Report on the mineral exploration in the Bolívar area, Republic of Ecuador, Phase I, CODIGEM, Quito.

JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY (1990) Report on the mineral exploration in the Bolívar area, Republic of Ecuador, Phase II, CODIGEM, Quito.

JAPAN INTERNATIONAL COOPERATION AGENCY (1991) Report on the mineral exploration in the Bolívar area, Republic of Ecuador, Phase III, CODIGEM, Quito.

KENNERLEY J. B. (1973) Geology of Loja Province Southern Ecuador. Institute of Geological Sciences. *Overseas Geology and Mineral Resources, Photogeological Unit*, **23**, 34 pp.

KENNERLEY J. B. (1980) Outline of the geology of Ecuador. Institute of Geological Sciences. *Overseas Geology and Mineral Resources,* No. 55, 20 pp.

KEHRER W. and VAN DER KAADEN G. (1979) Notes on the geology of Ecuador, with special reference to the Western Cordillera. *Geol. Jahrbuch,* **35**, 5-57.

KILIAN R. (1987) The development of the Chimborazo (6310m), Carihuairazo (5102m) and other volcanoes in Ecuador. *Zentralbl. Geol. Palaeontol.* **1**, **H7-8**, 955-965.

LAVENU A. and NOBLET C. (1989) Synsedimentary tectonic control of Andean intermontane strike-slip basins of southern Ecuador. *International Symposium on Intermontane Basins; Geology and Resources, Chiang Main, Thailand,* 306-317.

LAVENU A., NOBLET C., BONHOMME M. G., EGÜEZ A., DUGAS F. and VIVIER G. (1992) New K/Ar age dates of Neogene and Quaternary volcanic rocks from the Ecuadorian Andes. Implications for the relationships between sedimentation, volcanism and tectonics. *Journal of South American Earth Sciences,* **5**, 309-320.

LE MAITRE R. W (1989) A classification of Igneous Rocks and glossary of terms Blackwell Publications London, 193p.

LEBRAT M. (1985) Caractérisation géochimique du volcanisme ante-orogénique de l'Occident Equatorien : implications géodynamiques. Unpubl. Ph. D. Thésis. Centre Géologique et Geophysique de Montpellier. 119p.

LEBRAT M., MEGARD F., JUTEAU T. and CALLE J. (1985) Pre-orogenic volcanic assemblage and structure in the Western Cordillera of Ecuador, between 1°40'S and 2°20'S. *Geologische Rundschau*, **74**, 343-351.

LEBRAT M., MEGARD F., DUPUY C. and DOSTAL J. (1987) Geochemistry and tectonic setting of pre-collision Cretaceous and Paleogene volcanic rocks of Ecuador. *Bulletin of the Geological Society of America,* **99**, 569-578.

LITHERLAND M. and ASPDEN J. A. (1992) Terrane-boundary reactivation: a control on the evolution of the Northern Andes. *Journal of South American Earth Sciences,* **5**, 71-76.

LONSDALE P. (1978) Ecuadorian Subduction System. *Bulletin American Association of Petroleum Geologists,* **62**, 2454-2477.

MARRINER G. F. and MILLWARD D. (1984) The petrology and geochemistry of Cretaceous to Recent volcanism in Colombia: the magmatic history of an accretionary plate margin. *Journal of the Geological Society of London,* **141**, 473-486.

McCOURT W. J., ASPDEN J. A. and BROOK M. (1984) New geological and geochronological data from the Colombian Andes: Continental growth by multiple accretion. *Journal of the Geological Society of London,* **141**, 831-845.

McCOURT W. J., MUÑOZ C. A., and VILLEGAS H. (1991) Regional geology and gold potential of the Guapi-Napi drainage basin and the upper Timbique river, Department of Cauca SW Colombia. *BGS Overseas Geology Series*, Technical Report WC/90/34, 62p.

McCOURT W. J., DUQUE P. and PILATASIG L. (1997) Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información Cartográfica y Geológica. Report No. 3. Geology of the Western Cordillera of Ecuador between 1°00’S and 2°00’S.

MESCHEDE M. (1986) A Method of discriminating different types of mid-ocean ridge basalt and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Cem. Geol., **56**, 207-218.

MEGARD F. and LEBRAT M. (1987) Los terrenos exóticos del occidente Ecuatoriano y sus relaciones con Sudamérica. Coloquio Ecuador 86, Quito, *Casa Cultura*, **240**, 161-172.

OLSSON A. A. (1942) Tertiary deposits of north-western South America and Panamá. *Proceedings of the American Scientific Congress.* Washington, 231-287.

PEARCE J. A. (1975) Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, **25**, 41-77.

PEARCE J. A. and NORRY M. J. (1979) Petrogenic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **69**, 33-47.

PEARCE J. A., HARRIS N. B. W. and TINDLE A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**, 956-983.

PILGER R. H. (1983) Kinematics of the South American subduction zone from global reconstructions. Geodynamics of the Eastern Pacific Region, Caribbean and Scotia Arcs. *American Geophysical Union Geodynamics Service*, **9**, 113-126.

PITCHER W. S. (1983) Granite type and tectonic environment. *In* Mountain Building Processes (Hsü, K. Editor). Academic Press London, 19-40.

PITCHER W. S. (1993) The nature and origin of granite. Blackie Academic and Professional Press London, 321 p.

PRATT W. T., FIGUEROA J. F. y FLORES B. G. (1997) Proyecto de Desarrollo Minero y Control Ambiental, Programa de Información Cartográfica y Geológica: Report No. 1. Geology of the Western Cordillera of Ecuador between 3°00’S and 4°00’S.

REA D. K. and MALFAIT B. T. (1974) Geologic evolution of the Northern Nazca Plate. *Geology*, **2**, 317-320.

READING H. G. (1986) Sedimentary Environments and facies. (2nd Edition). Blackwell Scientific Publication, London, 615 p.

SANTOS M. and RAMÍREZ F. (1986) La Formación Apagua, una nueva unidad eocénica en la Cordillera Occidental ecuatoriana. *Memorias Cuarto Congreso Ecuatoriano de Geología, Minas y Petróleos,* **Tomo 1**, 179-189.

SAUER W. (1957) *El mapa geológico del Ecuador. Memoria explicativa.* (Universidad Central; Quito).

SAUER W. (1965) *Geología del Ecuador.* Edit. Ministerio de Educación Pública. Quito, 383 p. (Quito).

SAVOYAT E., VERNET R., SIGAL J., MOSQUERA C., GRANJA J. and GUEVARA G. (1970) Formaciones sedimentarias de la Sierra tectónica andina en el Ecuador. Informe Instituto Francés del Petróleo y Servicio Nacional de Geología y Minería, Quito.

SERVICIO NACIONAL DE GEOLOGÍA Y MINERÍA (1969) Mapa geológico de la República del Ecuador. (1:1000000). (Quito).

SHERVAIS J. W. (1982) Ti vs. V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters,* **59**, 101-118.

SIGAL J. (1968) Estratigrafía micropaleontológica del Ecuador, datos anteriores y nuevos. Informe Instituto Francés del Petróleo y Servicio Nacional de Geología y Minería, Quito.

SILLITOE R. H. (1974) Tectonic segmentation of the Andes: implication for magmatism and metallogeny. Nature, London, Vol. 250.

STEINMANN M. (1977) Fission-track age determinations on Zircons. Consultants Report, GIMP mapping project Ecuador, Geological Institute **ETH,** Zürich, Switzerland, 59p.

SUN S. S., NESBITT R. W. And SHARASKIN A. Ya. (1979) Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, **44**, 119-138.

THALMANN H. E. (1946) Micropalaeontology of Upper Cretaceous and Paleocene in Western Ecuador. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists,* **30**, 337-347.

TSCHOPP H. J. (1948) Geologische Skizze von Ekuador. *Bull. Assoc. Suisse Géol. Ing. Pét.,* Vol. 15, 14-45.

TSCHOPP H. J. (1953) Oil explorations in the Oriente of Ecuador. 1938-1950. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists,* Vol. 37, 2303-2347.

VAN THOURNOUT F. (1991) Stratigraphy, magmatism and tectonism in the Ecuadorian Northwestern Cordillera: metallogenic and geodynamic implications. Unpublished PhD. Thesis Katholieke Universiteit Leuven.

VAN THOURNOUT F., HERTOGEN J. and QUEVEDO L. (1992) Allochthonous terranes in northern Ecuador. *In:* Andean Geodynamics, Special Volume, *Tectonophysics*, **205**, 205-222.

WALLRABE-ADAMS H. J. (1991) Petrology and Geotectonic development of the Western Ecuadorian Andes: The Basic Igneous Complex. *Tectonophysics,* **185**, 163-182.

WHALEN J. B., CURRIE K. L. and CHAPPELL B. W. (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions Mineralogy and Petrology,* **95**, 407-419.

WILKINSON I. P. (1992) Calcareous microfauna from a suite of samples from Ecuador. Cordillera Occidental. Technical Report WH/92/121R, Biostratigraphy and Sedimentology Research Group BGS Nottingham UK.

WILKINSON I. P. (1996) Foraminifera from a suite of slides from the Western Cordillera of the Ecuadorian Andes. Technical Report WH/96/99R, Biostratigraphy and Sedimentology Research Group BGS Nottingham UK.

WILKINSON I. P. (1997a) Foraminifera from a suite of six samples from Ecuador. Technical Report WH/96/85R, Biostratigraphy and Sedimentology Research Group BGS Nottingham UK.

WILKINSON I. P. (1997b) Foraminifera from Angamarca-Ecuador. Technical Report WH/97/117R, Biostratigraphy and Sedimentology Research Group BGS Nottingham UK.

WINTER T. and LAVENU A. (1989) Morphological and microtectonic evidence for a major active right-lateral strike-slip fault across central Ecuador (South America). *Annales Tectonicae*, **3**, 123-139.

WOOD D. A. (1980) The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Scientific Letters*, **50**, 11-30.

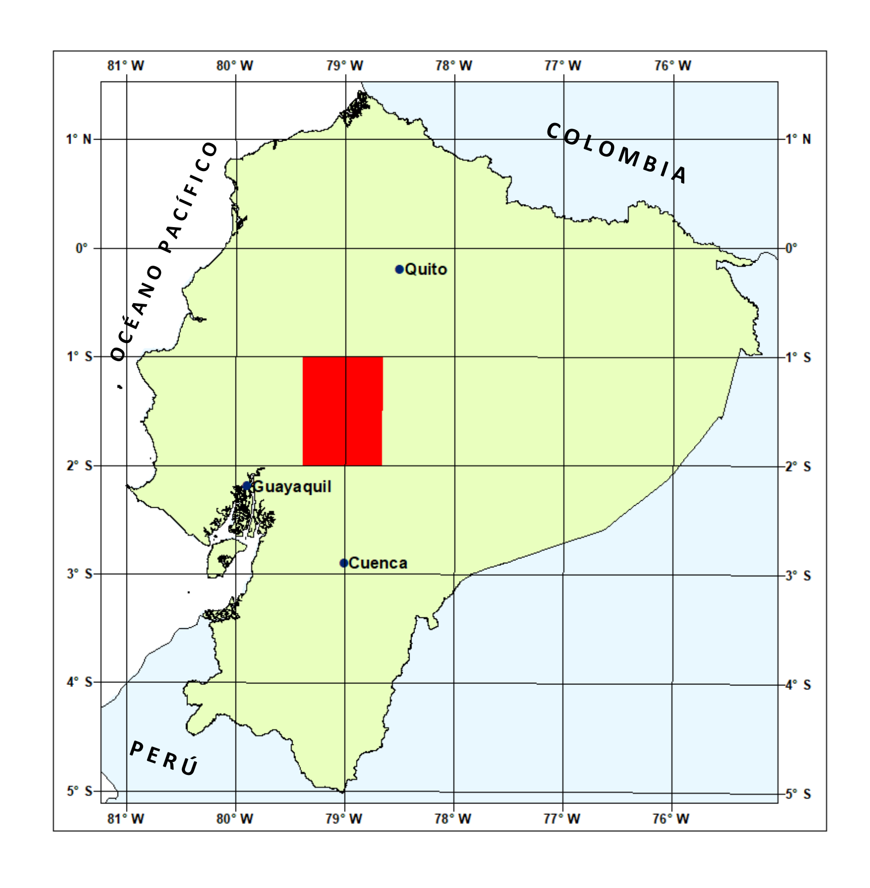
WOODS M. A. (1997) Biostratigraphic interpretation of macrofaunas from Ecuador. Technical Report WH/97/13R, Biostratigraphy and Sedimentology Research Group BGS Nottingham UK.

WOLF T. (1892) Geografía y Geología del Ecuador. Brockhaus, Leipzig.

ANEXO 1 DEL INFORME:

GEOLOGÍA DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL
DEL ECUADOR
ENTRE 1°00’ Y 2°00’S

PETROGRAFÍA



PROGRAMA DE INFORMACIÓN Y CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA
(UBICACIÓN DEL ÁREA DEL MAPA 3)

W. MCCOURT
P. DUQUE
L. PILATASIG

QUITO, 1997

CONTENIDO

PETROGRAFÍA – MAPA 3

Fueron recolectadas 728 muestras de rocas, de las cuales se elaboraron 335 láminas delgadas. Las siguientes descripciones petrográficas están basadas en el estudio de ellas. Los nombres de 39 muestras se confirmaron con la nomenclatura definida por composición química para rocas extrusivas, y por normas, meso-normas y factores para rocas intrusivas.

En la región afloran diferentes tipos de rocas, las cuales con propósitos descriptivos se las agrupa en 6 categorías: turbiditas, rocas verdes, máficas y ultramáficas, intrusivas, metamórficas y otras. Cada categoría se subdivide según el caso.

I. TURBIDITAS

A. Grupo Angamarca

Corresponde a una secuencia de relleno de cuenca siliciclástica, engrosada hacia arriba. Comprende cuatro Formaciones mapeables en el área: Formación Apagua, Formación Gallo Rumi, Formación Rumi Cruz y Formación Pilaló.

1. Formación Apagua

Esta Formación consta de areniscas y lutitas. Se localiza en la franja central del área de estudio y está cortada por delgadas ventanas de rocas verdes, ultramáficas y otras turbiditas a lo largo de sistemas de fallas que han sufrido reactivaciones. Tiene como característica la presencia de estratos de espesor uniforme considerando afloramientos individuales. En general predomina un rumbo N-S y buzamiento ligeramente hacia el E. Los sedimentos están plegados a toda escala, pero no se observan evidencias de metamorfismo.

a. Arenisca: Domina la Formación Apagua. Es limpia, generalmente intercalada con lutita, gris hasta negra, fino-granular, con buen sorteo, variable cantidad de cemento cuarzoso o arcilloso, clastos finos de cuarzo-moscovita-opacos ± plagioclasa ± biotita ± clorita ± epidota ± calcita.

b. Lutita: Es de grano fino, color gris, con arcilla-opacos-cuarzo-material micáceo ± calcita ± epidota. El aporte de material micáceo es considerable.

2. Formación Gallo Rumi

Está expuesta en la vecindad de Gallo Rumi, en la carretera Guaranda-Riobamba. Comprende una secuencia de conglomerados, microconglomerados y arenitas guijarrosas cuarcíferas intercaladas con areniscas masivas. El componente más importante es el conglomerado.

El **conglomerado** es de grano grueso, redondeado a subredondeado, con escasa matriz cuarzosa, clastos son predominantemente cuarzo (de 1 a 3 cm de diámetro), con cantidades subordinadas de líticos rojizos a negros. Presenta intenso plegamiento.

3. Formación Rumi Cruz

En el área mapeada, aflora en los alrededores de la Villa de Apagua. Está compuesta de conglomerados muy gruesos y areniscas con desarrollo local de horizontes de limolita roja.

El **conglomerado** es polimíctico, de composición uniforme, con clastos redondeados de cuarzo de hasta 15 cm de diámetro, y cantidades subordinadas de chert negro y lutita negra silicificada.

4. Formación Pilaló

En el área de estudio consiste de rocas volcánicas básicas y volcanoclásticas, algunas de las cuales han sufrido un incipiente metamorfismo de contacto.

a. Rocas volcánicas: Están constituidas por **andesitas** de color negro, de grano medio a grueso, con fenocristales de plagioclasa-piroxeno-opacos, en matriz de plagioclasa-piroxeno-vidrio devitrificado-opacos. La plagioclasa es andesina y está alterada; el piroxeno está cloritizado. Al menos una ocurrencia, por el tamaño de grano, podría clasificarse como microdiorita.

b. Rocas volcanoclásticas: Son **brechas** de color verde, con clastos de grano medio en matriz fino-granular. Los clastos son líticos volcánicos y volcanoclásticos ± cuarzo ± plagioclasa ± piroxeno. La matriz está compuesta por vidrio devitrificado ± plagioclasa ± epidota. Ocasionalmente hay amígdalas rellenas de clorita-calcita.

B. Unidad Yunguilla

La Unidad Yunguilla consiste de lutitas y areniscas finas con horizontes menores de caliza. Predominan las lutitas. En varios afloramientos se observa un metamorfismo incipiente que se manifiesta por el desarrollo de una lineación perpendicular a la estratificación. Se caracteriza por una estratificación fina.

1. Lutita

La lutita es negra, generalmente calcárea, mineralógicamente dominada por arcilla, con escaso aporte de cuarzo clorita, calcita, opacos. En unos pocos afloramientos se encontraron fósiles que no son específicos de una edad determinada.

2. Arenisca

Es una roca clástica, con clastos de grano grueso hasta fino, matriz fino-granular, ligeramente orientada; con considerable aporte máfico. Los clastos están compuestos por cuarzo-plagioclasa-opacos ± calcita ± piroxeno ± anfíbol ± epidota ± clorita ± líticos; la matriz es arcillosa. Los líticos son de composición variada; los clastos generalmente están alterados.

3. Caliza

Roca finogranular, blancuzca, de estratificada a masiva usualmente de aspecto sucio, en algunos sectores intensamente tectonizada. Compuesta casi exclusivamente por calcita (>95% por volumen) con cantidades muy subordinadas de cuarzo ± plagioclasa ± opacos ± arcilla ± fósiles.

II. ROCAS VERDES

Estas rocas ocupan toda la parte occidental del área. Se caracterizan por ser principalmente volcanoclásticas y volcánicas de color verde, fragmentadas en diverso grado. Las volcanoclásticas tienen aspecto volcánico, generalmente son de grano fino, con clastos pequeños, angulares, verdes y rojos. Algunas presentan amígdalas rellenas, otros cristales escasamente o no fragmentados, la matriz es modalmente variable y compuesta esencialmente por vidrio devitrificado cloritizado, shards de vidrio son comunes. Varían desde tobas y hialoclastitas hasta areniscas volcánicas. Las rocas volcánicas son esencialmente basaltos más bien finogranulares y solo ligeramente porfiríticos. En algunos lugares se observan pillow lavas.

Esta clasificación trata de ser no genética sino descriptiva. Las rocas verdes han sido agrupadas en tres unidades: las Unidades Macuchi, Arrayanes y el Grupo Zumbagua. Las rocas volcánicas se han clasificado por su modo y, cuando han sido disponibles los análisis químicos de roca total, por su composición química. Por falta de un esquema de clasificación único para las rocas volcanoclásticas se ha tratado de seguir el Esquema de Clasificación de Rocas del BGS.

El esquema de clasificación adoptado es el siguiente: En el campo se han identificado las rocas globalmente como **volcanoclásticas**. Microscópicamente, si la roca presenta clastos de vidrio se la ha denominado **hialoclastita** (considerando que éste, según la recomendación del BGS, es un término genético que define una roca con fragmentos vítreos angulares formados por enfriamiento brusco de lavas durante intrusión subacuosa). Si la roca no tiene clastos vítreos, especialmente si tiene amígdalas, se la ha nombrado **toba** con el calificativo de **lítica, cristalina o vítrea**, según predominen fragmentos líticos, cristales o matriz clorítica. Se han restringido los términos **arenisca y brecha** para rocas que ya sea en afloramiento, en muestra de mano o en lámina delgada presenten características sedimentarias.

Las principales características petrográficas de las rocas verdes son las siguientes:

A. Unidad Macuchi

Está constituida por rocas volcánicas y volcanoclásticas, localmente con sedimentos intercalados. En unos pocos sectores se han observado microgabros cuya relación con la Unidad Macuchi no es obvia. Las rocas volcánicas son esencialmente basaltos finogranulares ligeramente porfiríticos; las volcanoclásticas son tobas, areniscas volcánicas, hialoclastitas y brechas caracterizadas todas por un color verde debido generalmente a cloritización de vidrio volcánico. Los sedimentos son cherts, calizas, limolitas, calcarenitas. La Unidad está intruida por numerosos cuerpos de composición intermedia. En los alrededores de las intrusiones se han formado aureolas de contacto con un grado de metamorfismo variable. En algunas muestras se observan también signos de un incipiente metamorfismo de fondo marino.

1. Rocas volcánicas

Las rocas volcánicas están constituidas por andesitas basálticas, basaltos y basaltos tobáceos.

Las **andesitas basálticas** son porfiríticas, con fenocristales de grano medio a fino y matriz finogranular, en ocasiones textura intergranular, generalmente muy alteradas. Mineralógicamente están constituidas por una matriz de plagioclasa-opacos ± anfíbol ± clorita ± material de alteración y fenocristales de plagioclasa-anfíbol ± opacos con epidota y clorita secundarias. La plagioclasa es parcialmente zonada y maclada, varía en composición de An_{51} a An_{55}, el anfíbol es una hornblenda pleocroica de verde a pardo pálido (2Vx-80°). Unas pocas muestras presentan escasas amígdalas rellenas de material secundario (cuarzo-clorita).

Los **basaltos** son negros a verdosos, porfiríticos, fenocristales de grano medio a fino en matriz afanítica, textura en ocasiones pilotaxítica, raras veces hialofítica; alterados; compuestos por fenocristales de plagioclasa-piroxeno-opacos ± anfíbol ± olivino, con una o más de las siguientes fases secundarias: clorita, epidota, clorofaita, serpentina, calcita. La matriz es de plagioclasa ± anfíbol ± vidrio devitrificado. La plagioclasa es parcialmente zonada y maclada, varía en composición de An_{58} a An_{66}, el piroxeno es incoloro, varía de augita a augita diopsídica, el anfíbol es una hornblenda pleocroica de verde amarillo a obscuro que podría ser alteración de piroxeno.

Los **basaltos tobáceos** se caracterizan por un predominio de la matriz sobre los fenocristales, la textura solo ligeramente porfirítica, la abundancia de vidrio devitrificado y la presencia de amígdalas. Están bastante alterados. Los fenocristales son de plagioclasa-piroxeno-opacos ± clorita ± epidota ± pumpellyita ± cuarzo; la matriz es de vidrio devitrificado-plagioclasa y las amígdalas están rellenas de cuarzo ± epidota ± pumpellyita. La plagioclasa está muy alterada, el piroxeno es augita.

2. Rocas volcanoclásticas

Las rocas volcanoclásticas están formadas por tobas, hialoclastitas, areniscas volcánicas y brechas. Shards (escamas) de vidrio son relativamente comunes, lo cual indica que las rocas tienen origen piroclástico, aunque no necesariamente la deposición haya Sido por procesos piroclásticos. De hecho, en rocas volcanoclásticas antiguas es difícil definir la forma de deposición. En el área, algunas de las rocas presentan cristales poco quebrados y tienen una composición homogénea, lo que podría sugerir que han sido depositadas por procesos piroclásticos, pero otras tienen características sedimentarias, como grano subredondeado, estratificación, evidencias de clastos retrabajados, etc., que indican una deposición epiclástica (flujo de masas).

Las **tobas** se clasifican en cristalinas, líticas o vítreas según predominen cristales, fragmentos líticos o vidrio. Son porfiroclásticas, tienen una matriz clorítica producto de vidrio devitrificado muy finogranular.

Las **tobas cristalinas** son finogranulares, tienen clastos cristalinos, enteros o fracturados, de plagioclasa ± clinopiroxeno ± olivino ± anfíbol ± opacos ± cuarzo ± epidota ± clorita ± calcita ± prehnita; clastos líticos de material volcánico o volcanoclástico, matriz de vidrio devitrificado-plagioclasa, amígdalas rellenas de ± cuarzo ± plagioclasa ± piroxeno ± líticos ± clorita ± calcita ± epidota ± prehnita ± zeolita; en ocasiones shards (escamas) cloritizadas. La plagioclasa usualmente forma microlitos, parece de composición intermedia. El piroxeno es augítico.

Las **tobas líticas** tienen textura fragmental, escasa matriz, escasas amígdalas, son de grano fino, con clastos líticos y cristalinos. Los líticos son de rocas volcanoclásticas y en menor grado volcánicas básicas, los cristales son de plagioclasa ± cuarzo ± piroxeno ± anfíbol ± epidota ± clorita ± calcita ± opacos. La matriz es de vidrio devitrificado ± plagioclasa. Las amígdalas están rellenas de ± cuarzo ± clorita ± calcita ± epidota. La plagioclasa es de composición intermedia (andesina-labradorita). Hay escasos shards cloritizados.

Las **tobas vítreas** son fragmentales, tienen matriz finogranular dominada por vidrio devitrificado, con o sin clastos líticos, con cristales parcialmente fragmentados de plagioclasa (andesina-labradorita) ± piroxeno ± cuarzo ± opacos ± calcita ± clorita ± epidota ± pumpellyita; amígdalas rellenas total o parcialmente por ± cuarzo ± piroxeno ± clorita ± zeolita ± epidota ± calcita ± pumpellyita ± prehnita; se registra la presencia de escasos shards cloritizados.

Las **hialoclastitas** tienen clastos de vidrio devitrificado, sus restantes características son similares a las de las tobas: amígdalas rellenas de clorita ± calcita ± cuarzo ± epidota ± prehnita; cristales principalmente de plagioclasa alterada, matriz de vidrio devitrificado.

Las **areniscas volcánicas** son de color verde, grano subredondeado a subangular, uniforme, tamaño promedio < 2 mm, cemento fino; en ocasiones crudamente estratificada; con plagioclasa (mayormente andesina) ± cuarzo ± piroxeno ± clorita ± epidota ± calcita ± opacos ± moscovita ± biotita ± olivino ± anfíbol ± pumpellyita. Cemento de cuarzo ± arcilla ± calcita ± material micáceo ± clorita.

Las **brechas** son de grano medio hasta grueso, tienen en promedio grano >2 mm; con líticos rojizos hasta negros y fragmentos cristalinos de plagioclasa ± piroxeno ± anfíbol ± opacos ± clorita ± epidota ± calcita. La matriz es de clorita ± plagioclasa ± epidota. En unas pocas muestras hay amígdalas rellenas de cuarzo y/u otro material secundario.

3. Rocas sedimentarias

Las rocas sedimentarias son cherts, limolitas cuarzosas, calizas, calcarenitas, areniscas. Calizas, calcarenitas y areniscas ocurren con raras excepciones exclusivamente en el sector de Balzapamba donde han sufrido un intenso metamorfismo de contacto. Estas rocas se describen en detalle en la sección de rocas metamórficas. Las escasas **calizas** que afloran en otros sectores son rocas blancas, finogranulares, finamente estratificadas, compuestas casi exclusivamente por calcita (>90%) con cantidades subordinadas de cuarzo y arcilla.

Las **limolitas cuarzosas** son también escasas, de color verde, finogranulares, con clastos pequeños, subangulares, compuestas de cuarzo-clorita-opacos ± arcillas ± plagioclasa en matriz arcillosa.

Los **cherts** son masivos, finogranulares, ligeramente porfiríticos, compuestos por calcedonia, microcuarzo y megacuarzo con cantidades subordinadas de clorita, plagioclasa, óxidos de Fe, epidota y opacos.

Las **areniscas** son clásticas, de grano medio a grueso, subredondeado. Están compuestas casi exclusivamente por cuarzo cubierto por una delgada pátina rojiza probablemente de óxidos de Fe.

4. Otras rocas

En este grupo se incluyen **rocas gabroicas** que ocurren esporádicamente y cuya relación con la Unidad Macuchi no está bien establecida, aunque parece que podrían constituir la parte basal de la misma. En general son microdioritas y microgabros verdes, alterados, porfiríticos.

Las **microdioritas** son de grano fino a medio, ligeramente porfiríticas, con plagioclasa-anfíbol epidota-opacos ± prehnita ± clorita. La plagioclasa tiene una composición An_{46} y el anfíbol es una hornblenda pleocroica, parduzca a verde azulada.

Los **microgabros** tienen fenocristales de grano medio y matriz finogranular con textura intersertal a subofítica orientada en dominios. Están constituidos por plagioclasa-piroxeno-anfíbol-opacos ± clorita ± epidota ± cuarzo ± calcita. La matriz es de plagioclasa-piroxeno. La composición de la plagioclasa va de An_{54} a An_{63}. El piroxeno es augita diopsídica. El anfíbol primario es una hornblenda similar a la de las microdioritas.

B. Unidad Arrayanes

Forma una franja delgada dentro de la Unidad Macuchi en el Occidente del área de estudio; en el norte y centro es continua y hacia el sur se ramifica en franjas más delgadas. Está cortada por intrusivos granodioríticos/tonalíticos más bien grandes alrededor de los cuales forma aureolas de contacto. Petrográficamente está compuesta por rocas volcánicas y sedimentarias con un componente menor de rocas volcanoclásticas.

1. Rocas volcánicas

Ocurren andesitas, andesitas basálticas y basaltos, siendo predominantes estos últimos.

Las **andesitas** son obscuras, porfiríticas, de grano medio en matriz finogranular de plagioclasa. Los fenocristales son de plagioclasa-anfíbol-opacos. La plagioclasa es intermedia (An_{52}) y el anfíbol una hornblenda ligeramente pleocroica de verde a incolora.

Las **andesitas basálticas** son de color negro verdoso, claramente porfiríticas con fenocristales de plagioclasa ± anfíbol ± piroxeno ± serpentina ± opacos en una matriz de grano fino a medio, en ocasiones intersertal, compuesta por plagioclasa-anfíbol-clorita ± piroxeno ± opacos. La plagioclasa tiene una composición intermedia (An_{54} a An_{60}), el piroxeno es augita diopsídica, el anfíbol una hornblenda pálida.

Los **basaltos** son negros a verdosos, solo ligeramente porfiríticos, con matriz afanítica (microlitos de plagioclasa-vidrio devitrificado) y fenocristales de plagioclasa ± clinopiroxeno ± ortopiroxeno ± anfíbol ± epidota ± serpentina. La plagioclasa está generalmente saussuritizada, tiene una composición bastante uniforme (An_{62} a An_{65}), el clinopiroxeno es augita diopsídica, el ortopiroxeno es ópticamente negativo y ligeramente pleocroico, el anfíbol es hornblenda pálida.

Espacialmente, los basaltos tienden a ubicarse hacia el occidente del área. Su textura parece sugerir erupción subacuática en contraste con las fases porfiríticas que podrían ser productos de erupción subaérea.

2. Rocas volcanoclásticas

Son **tobas cristalinas a vítreas**, finogranulares, porfiroclásticas, con o sin amígdalas y escasos líticos volcánicos. La matriz es rica en vidrio devitrificado y plagioclasa. Los clastos son de plagioclasa ± piroxeno ± opacos ± epidota ± clorita ± cuarzo ± líticos. La plagioclasa es de composición intermedia.

3. Rocas sedimentarias

Son areniscas, areniscas volcánicas, limolitas y lutitas verdes a marrones, subhorizontales, de apariencia distinta a la de las turbiditas de Apagua o Yunguilla.

Las **areniscas** son finogranulares, con clastos de cuarzo-opacos ± clorita ± piroxeno ± epidota ± moscovita ± biotita y cemento arcilloso.

Las **areniscas volcánicas** son verdes, finogranulares, algo porfiroclásticas, algunas con cruda estratificación. Los clastos son de cuarzo-epidota-plagioclasa ± calcita ± clorita ± opacos. La matriz contiene ± arcilla ± clorita ± plagioclasa ± epidota ± pyribol.

Las **limolitas** son negras finogranulares, no orientadas, grano subredondeado a subangular; compuestas de cuarzo-plagioclasa-opacos-arcilla.

Las **lutitas** son de grano muy fino, silicificadas, con buen sorteo y textura orientada; compuestas por arcilla-material micáceo-opacos-clorita.

C. Grupo Zumbagua

Secuencia de rocas extrusivas (lavas y piroclastos) y sedimentarias (areniscas) que ocupan parte de la sección centro este del área estudiada. Las lavas son andesitas y basaltos; los piroclastos tobas e ignimbritas. En algunos sitios hay conglomerados subordinados. Es común una estructura columnar. Las areniscas son de grano grueso y con clastos de material volcánico.

1. Rocas volcánicas

Son rocas grises, porfiríticas con matriz finogranular, van desde **andesitas a basaltos**. Los fenocristales consisten de plagioclasa (An_{43} a An_{66})-opacos ± clinopiroxeno ± ortopiroxeno ± anfíbol ± cuarzo. El clinopiroxeno es augita diopsídica; el ortopiroxeno una enstatita pleocroica algo rosácea (2Vx-75°); el anfíbol una hornblenda verde pálida. La plagioclasa se presenta maclada y parcialmente zonada. La matriz consiste de plagioclasa ± anfíbol ± opacos.

2. Rocas volcanoclásticas

Las **tobas** son negras, masivas, con clastos de plagioclasa-líticos-opacos ± clinopiroxeno ± clorita ± calcita ± epidota. La matriz es vidrio devitrificado. Las ignimbritas son basálticas fragmentales, con cristales parcialmente rotos y alterados de plagioclasa-clinopiroxeno-ortopiroxeno-opacos en una matriz vítrea no orientada.

3. Rocas sedimentarias

Las **areniscas** son de grano grueso, pobremente clasificadas, ricas en líticos (volcánicos) y/o en cristales (cuarzo-feldespato-anfíbol). Algunos horizontes son tobáceos.

III. ROCAS MÁFICAS Y ULTRAMÁFICAS

Ocurren en varias ventanas elongadas, aproximadamente alineadas en dirección N-NE a S-SW, cortando diversos tipos de rocas aparentemente a lo largo de fallas antiguas. En general, en ellas hay una mezcla de rocas verdes, gabros, rocas ultramáficas y en ocasiones aún turbiditas antiguas.

En este acápite también se consideran a rocas gabroicas que ocurren dentro de la Unidad Macuchi y cuya relación con ella se desconoce.

A. Unidad Pallatanga

Esta Unidad comprende a las rocas que se encuentran en las ventanas mencionadas. Así está compuesta por un conjunto de rocas que varían en composición desde máficas a ultramáficas y en carácter desde intrusivas a extrusivas abarcando también a una que otra sedimentaria seguramente arrastrada durante el emplazamiento de los cuerpos principales.

1. Rocas máficas

Comprenden rocas verdes de variada composición y origen, basaltos, basaltos picríticos y gabros.

Las **rocas verdes** son rocas altamente alteradas; abarcan a tobas, areniscas volcánicas y otras rocas de difícil clasificación debido a la alteración. Las areniscas volcánicas son clásticas, de grano medio, algo recristalizadas, con escasa matriz y presencia de plagioclasa-piroxeno ± olivino ± serpentina ± calcita ± opacos ± cuarzo ± líticos, con vetillas de prehnita y/o cuarzo. Las tobas tienen clastos de composición similar y algunas adicionalmente de perovskita o clorofaita, una matriz con vidrio devitrificado y amígdalas rellenas con una o más de las siguientes fases: clorita, cuarzo, calcedonia, zeolitas, epidota, prehnita. Entre las rocas de difícil clasificación hay rocas intensamente tectonizadas con calcita-cuarzo-arcillas-plagioclasa-opacos; otras rojas, con cuarzo-óxidos de Fe - vermiculita, que podrían sugerir una alteración hidrotermal de rocas ultramáficas con una posterior recristalización de cuarzo.

Los **basaltos** son también alterados porfiríticos, de matriz finogranular rica en vidrio devitrificado y fenocristales de plagioclasa-clinopiroxeno-ortopiroxeno-olivino-opacos ± calcita. La plagioclasa tiene una composición de An_{56} a An_{65}, el clinopiroxeno es una augita diopsídica incolora, el ortopiroxeno es hiperesténico.

Los **basaltos picríticos** son porfiríticos con una matriz finogranular de piroxeno-olivino con plagioclasa subordinada. Los fenocristales son también de piroxeno-olivino y muy escasa plagioclasa. El piroxeno es augita diopsídica; piroxeno y olivino están serpentinizados, la plagioclasa está sericitizada. Algunas muestras presentan vesículas rellenas de cuarzo y prehnita.

Los **gabros** son hipidiomórficos, de grano medio a fino, algunos tienen textura ofítica y otros ligeramente porfirítica lo que hace que gradúen a microgabros. Todos están fuertemente alterados. Su composición es plagioclasa-piroxeno ± olivino ± anfíbol ± clorita ± epidota ± serpentina ± cuarzo ± opacos ± calcita ± esfena. Varios están cruzados por vetillas de calcita, prehnita, talco o serpentina. La plagioclasa tiene una composición de An_{50} a An_{60}; está muy alterada. El piroxeno es una augita verdosa o parduzca, no pleocroica. En un microgabro coexisten augita y pigeonita. (Pigeonita invertida es una fase cumulativa común en rocas plutónicas básicas de afinidad toleítica. El cambio de enstatita a pigeonita ocurre en diferenciados no tempranos).

2. Rocas ultramáficas

Las rocas ultramáficas tienen variada composición; van desde websteritas hasta piroxenitas y están serpentinizadas en diverso grado. Para las más serpentinizadas no es posible reconocer el protolito.

La **websterita** contiene clinopiroxeno-ortopiroxeno ± espinela ± opacos; el clinopiroxeno es diopsídico, el ortopiroxeno es hiperesténico, la espinela verdosa y de aspecto tabular.

Hay **piroxenitas con olivino** (clinopiroxeno con cantidades menores de olivino) y **ortopiroxenitas con anfíbol** (ortopiroxeno-anfíbol-talco-zafirina-opacos). Orto y clinopiroxeno son similares a los de la websterita. La zafirina indica contaminación con material de la corteza. Epidota, clorita, vetas de calcita ocurren como minerales secundarios y sugieren un metamorfismo de bajo grado. En al menos una muestra, vermiculita aparece como alteración hidrotermal.

La presencia de websterita en lugar de harzburgita podría sugerir afinidad de dorsal oceánica en contraste a fondo marino.

B. Gabroides indiferenciados

Al sur del área de estudio, en las cercanías de San José del Tambo, hay un cuerpo de mediana extensión de rocas gabroicas. Otros menores se encuentran también en el sur enclavados en rocas de Macuchi.

Estos gabroides son gabros, cuarzo-gabros, microgabros y microdioritas bastante similares entre sí. Los **gabros** son de grano variable, textura hipidiomórfica a levemente porfirítica. Mineralógicamente están compuestos por plagioclasa-clinopiroxeno-opacos ± ortopiroxeno ± opacos con clorita ± serpentina ± anfíbol ± epidota ± cuarzo como fases de alteración o metamorfismo incipiente. Los **cuarzo-gabros** tienen cuarzo en su paragénesis. La plagioclasa varía en composición de An_{58} a An_{70}; el piroxeno es augita diopsídica; el ortopiroxeno, cuando está presente es escaso y ocurre como inclusiones en el clinopiroxeno.

Microdioritas y microgabros son porfiríticos a ligeramente porfiríticos, generalmente alterados, la mineralogía es similar a la de los gabros, con fenocristales de plagioclasa y piroxeno. La plagioclasa es usualmente maclada y zonada, pero saussuritizada.

IV. ROCAS INTRUSIVAS

Varios cuerpos de granodioritas/tonalitas de variada extensión y afinidad calcoalcalina ocurren en el área de estudio, intruyendo a rocas verdes y sedimentos de las Unidades Macuchi y Arrayanes, y formando aureolas de contacto. Los intrusivos son notablemente homogéneos mineralógica y químicamente. Sus edades abarcan un rango de 10.8 a 34.3 Ma.

En este informe se divide a los intrusivos en 5 cuerpos principales: El Corazón, Echeandía, Chazo Juan-Telimbela, Balzapamba y Undushig. Adicionalmente hay varios intrusivos menores.

A. Tonalitas/Granodioritas

Todos los intrusivos mayores clasifican como tonalitas y granodioritas. Su mineralogía es muy uniforme y la diferencia principal está en el porcentaje estimado de feldespato de K que para varias muestras es cercano al límite entre las dos categorías. Las rocas son de grano medio a grueso, textura esencialmente hipidiomórfica no orientada hasta alotriomórfica con plagioclasa-cuarzo-biotita-anfíbol-opacos ± feldespato de K ± clinopiroxeno ± zircón ± esfena. La plagioclasa generalmente es zonada y maclada, algo alterada; el cuarzo anhedral y limpio; la biotita rojiza; el anfíbol pálido, pleocroico de verdoso a parduzco, es una hornblenda magnesiana; los opacos son negros; el feldespato de K usualmente está menos alterado que la plagioclasa. Algunas características de los principales cuerpos se mencionan a continuación.

1. El Corazón

Todas las rocas analizadas son granodioritas. El feldespato de K varía de microclina a ortoclasa. La composición de la plagioclasa está concentrada en el rango An_{40} a An_{46}, con dos valores extremos de An_{36} y An_{54}.

En la carretera Río Cinde - El Corazón se encuentra una fase aplítica blanca masiva, caolinizada, compuesta por plagioclasa-cuarzo-feldespato de K-opacos, con calcita secundaria.

2. Echeandía

La plagioclasa tiene una composición de An_{44} a An_{47}, con escasos valores tan bajos como An_{40} y tan altos como An_{54}. En algunas tonalitas ocurren clinopiroxeno ± ortopiroxeno. El clinopiroxeno es augita aegirínica, ej. ortopiroxeno es hiperstena. El feldespato de K varía de microclina a ortoclasa.

En el sector de Caluma cerca de La Magdalena ocurre una fase pegmatítica, de grano grueso, alotriomórfica, compuesta por cuarzo en parte poiquilítico y agujas de turmalina intersticial. La turmalina es de la serie chorlo-elbaíta que es típica de las áreas de núcleo de pegmatitas.

3. Chazo Juan - Telimbela

Todas las rocas analizadas son tonalitas, con escaso o ningún feldespato de K. La plagioclasa tiene una composición promedio de An_{44}, con un valor anómalo de An_{64}.

4. Balzapamba

La roca va de tonalita a granodiorita. El feldespato de K es ortoclasa, la composición de la plagioclasa varía de An_{43} a An_{46}.

5. Undushig

La roca varía de tonalita a monzodiorita. La plagioclasa tiene una composición promedio de An_{50}.

B. Intrusivos menores

Hay varios intrusivos de carácter granodiorítico a tonalítico que intruyen las Unidades Arrayanes, Pallatanga, Macuchi, Yunguilla, Grupo Zumbagua, y Formación Apagua. En general, son porfiríticos, de grano medio, con plagioclasa-cuarzo-anfíbol-opacos ± piroxeno ± feldespato de K y como fases secundarias ± clorita ± epidota ± moscovita.

V. ROCAS METAMÓRFICAS

Las rocas metamórficas en el área de estudio son escasas. No obstante, son notorias las aureolas de contacto circundando los intrusivos, algunas con mineralogía peculiar. Adicionalmente, en varias rocas máficas y ultramáficas es observable un metamorfismo regional incipiente, probablemente de fondo marino y en los sedimentos de Yunguilla, en las cercanías de Pallatanga, un metamorfismo dinámico incipiente. En sectores muy localizados, a lo largo del sistema de fallas del río Chimbo se han desarrollado milonitas y ultramilonitas.

A. Metamorfismo de contacto

1. Corneanas

Alrededor de los intrusivos normalmente se observan aureolas de metamorfismo de contacto, los protolitos son rocas de las Unidades Yunguilla, Macuchi y Arrayanes. No se observan Aureolas de contacto en la Formación Apagua.

Las **corneanas** de Yunguilla son sedimentos silicificados. Meta-areniscas o metalutitas de grano fino en las que se observa cuarzo recristalizado. Las meta-areniscas tienen una paragénesis cuarzo-plagioclasa ± epidota ± pumpellyita ± clorita ± calcita.

Las corneanas cuyos protolitos son de la Unidad Arrayanes son en general de bajo grado de metamorfismo, en las rocas de origen sedimentario hay recristalización de cuarzo y formación de clorita ± epidota ± moscovita. En las de origen ígneo hay ± epidota ± pumpellyita ± clorita ± calcita. Una roca entre Telimbela y Caluma ha desarrollado epidota-cuarzo-granate.

Las corneanas en Macuchi son más variadas, la mayoría han desarrollado los mismos minerales que en Arrayanes, aunque en las meta-areniscas se observa crecimiento incipiente de biotita. No obstante, en los alrededores de Balzapamba las calcarenitas y calizas metamorfizadas forman mármoles de grano fino a medio, granofélsicos, de mineralogía dominada por calcita (calcita ± epidota ± cuarzo ± wollastonita), corneana finogranular de cuarzo-wollastonita-biotita-moscovita; corneana negra, finogranular, fibrosa de cordierita-antofilita-biotita-talco-plagioclasa opacos. Esta asociación es característica de metasomatismo de basaltos y posterior metamorfismo. Los cambios en la química global de un basalto para transformarse en una roca de cordierita-antofilita son precisamente los característicos de metamorfismo de fondo marino, es decir el protolito sería esquisto verde de fondo marino que ha sufrido posterior metamorfismo termal.

B. Metamorfismo regional

1. Metamorfismo de fondo marino

En rocas volcanoclásticas de la Unidad Macuchi es posible observar rellenando vesículas y como delgadas vetillas uno o más minerales característicos de metamorfismo de fondo marino (prehnita, pumpellyita, zeolita). En varios gabroides indiferenciados la presencia de clorita, anfíbol, epidota, cuarzo parecen indicar un metamorfismo en la parte baja de la facies de esquisto verde. En las rocas de la Unidad Pallatanga, los minerales secundarios (epidota, clorita, vetas de calcita) sugieren un metamorfismo de bajo grado (facies de prehnita-pumpellyita o parte inferior de facies de esquisto verde) compatible con metamorfismo de fondo marino. La ausencia de la asociación característica prehnita-pumpellyita puede deberse a presencia de CO_2 en el fluido.

C. Metamorfismo dinámico

En las regiones de más intenso tectonismo afloran **milonitas**, especialmente en zonas aledañas al río Chimbo cuyo curso está asociado a un sistema de fallas importante. Donde pueden reconocerse, los protolitos de las milonitas son turbiditas o rocas verdes. En otros sectores, principalmente entre Trigoloma y Panza Redonda, el metamorfismo dinámico se manifiesta por una doble lineación en lutitas y areniscas.

VI. OTRAS ROCAS

En el área del Mapa 3 ocurren rocas de extensión más o menos restringida o de edad menor que las ya descritas. Éstas son:

A. Grupo Saraguro

En el área estudiada está representado por andesitas y andesitas basálticas, grises, porfiríticas con fenocristales de plagioclasa (An_{51})-opacos ± augita ± oxihornblenda ± olivino, en matriz de microlitos de plagioclasa y vidrio solo ligeramente devitrificado, que afloran en una franja N-S al este de Guaranda.

B. Formación Cisarán

Se observan andesitas y tobas vítreas que más al sur se asignan a esta Formación. Las **andesitas** son porfiríticas, fino-granulares, con textura traquítica (microlitos de plagioclasa orientados en subdominios); mineralógicamente están compuestas por fenocristales de plagioclasa (An_{38})-anfíbol-opacos, en una matriz de vidrio y plagioclasa. Las **tobas** son fragmentales, con clastos de líticos volcánicos-augita-plagioclasa-opacos ± olivino, en matriz vítrea con microlitos de plagioclasa.

C. Rocas plio-pleistocénicas

Son principalmente rocas volcánicas andesíticas y dacíticas indiferenciadas, que afloran unas en las cercanías de San Miguel de Bolívar y otras al noroeste de Ambato. Las primeras forman una secuencia pobremente expuesta meteorizada y alterada hidrotermalmente, con fenocristales grandes de cuarzo y feldespato. Las segundas son tobas y lavas andesíticas de dos piroxenos.

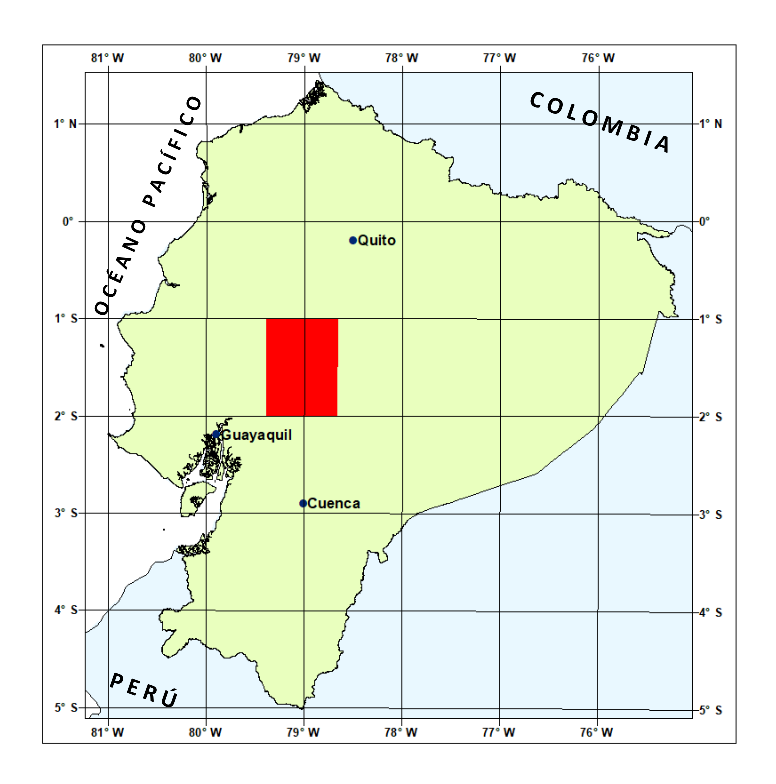
D. Rocas cuaternarias

Son basaltos negros a grises, porfiríticos, con fenocristales de plagioclasa (An_{60})-opacos ± augita ± anfíbol, en matriz finogranular compuesta por plagioclasa y vidrio devitrificado. Existen también tobas, brechas, lavas y cenizas de centros volcánicos pleistocénicos y más jóvenes.

ANEXO 2 DEL INFORME:

GEOLOGÍA DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL
DEL ECUADOR
ENTRE 1°00' Y 2°00'S

GEOQUÍMICA DE ROCAS



PROGRAMA DE INFORMACIÓN Y CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA
(UBICACIÓN DEL ÁREA DEL MAPA 3)

W. MCCOURT
P. DUQUE
L. PILATASIG

QUITO, 1997

CONTENIDO

I. INTRODUCCIÓN

Las investigaciones petrológicas en la Cordillera Occidental son escasas. Las rocas mejor conocidas son probablemente las de algunos sectores de la Unidad Macuchi. Lebrat (1985) realizó un estudio geoquímico basado en análisis globales de elementos mayores y trazas. Aguirre y Atherton (1987) hicieron una investigación del metamorfismo de las mismas rocas en un corte de la carretera Latacunga-Quevedo. El presente estudio se basa en la interpretación de 41 análisis químicos de roca total (elementos mayores, elementos trazas y Tierras Raras) de muestras de las diversas unidades que afloran en la región que comprende el Mapa 3. Las rocas ígneas aflorantes se subdividen principalmente en dos grupos: granitoides y rocas máficas.

La interpretación se hizo utilizando los paquetes computacionales NewPet (Clarke, 1994). Triplot (Baedke y Thompson, 1993) y Microsoft Excel.

II. GRANITOIDES

A. Clasificación

Se clasifican en 5 intrusivos mayores: El Corazón, Chazo Juan-Telimbela, Echeandía, Balzapamba y Undushig. Adicionalmente, hay varios menores probablemente apófisis de los citados.

Geoquímicamente, los intrusivos son notoriamente uniformes. Para su clasificación se utilizaron diagramas basados en multicationes (Debon y Le Fort, 1983), en contenido por peso de álcalis (Middlemost, 1985), en normas moleculares (Barker, 1979) y en mesonormas (Le Maitre, 1989). Según todos los esquemas y la clasificación petrográfica, las rocas varían de tonalitas a granodioritas. Varias de ellas plotean hacia el límite de los campos. El intrusivo de El Corazón es esencialmente granodiorítico, Echeandía está compuesto por granodioritas y tonalitas, igual Balzapamba; en tanto Chazo Juan-Telimbela y Undushig son predominantemente tonalíticos.

Las Figuras 1 a 4 presentan los varios esquemas de clasificación utilizados para los granitoides. La leyenda de la Figura 1 es válida para todos los gráficos de clasificación.

B. Origen

En cuanto a sus características geoquímicas, los granitoides son esencialmente meta-alumínicos (biotita + hornblenda) con algunas características peralumínicas (biotita), lo que confirma la petrografía. Como se aprecia en las Figuras 5 y 6, todos los granitoides plotean hacia el borde entre los campos. Los de El Corazón y Balzapamba son siempre meta-alumínicos en tanto los de Chazo Juan-Telimbela y Echeandía caen en los dos campos.

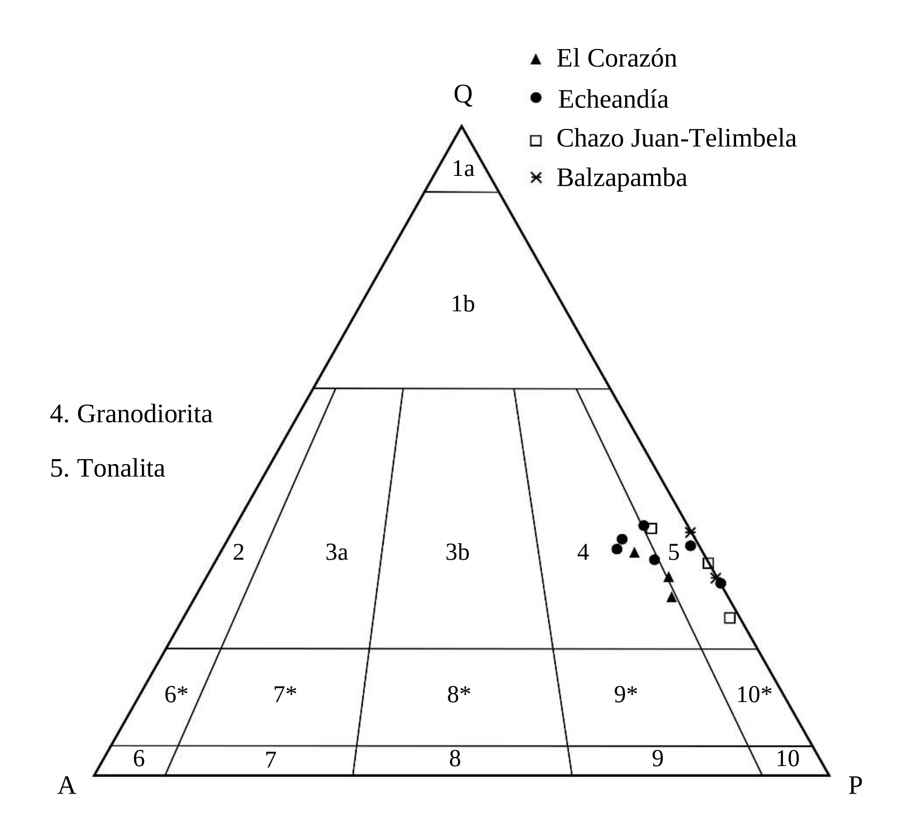


Figura 1. Clasificación mesonormativa QAP para granitoides (Le Maitre, 1989)

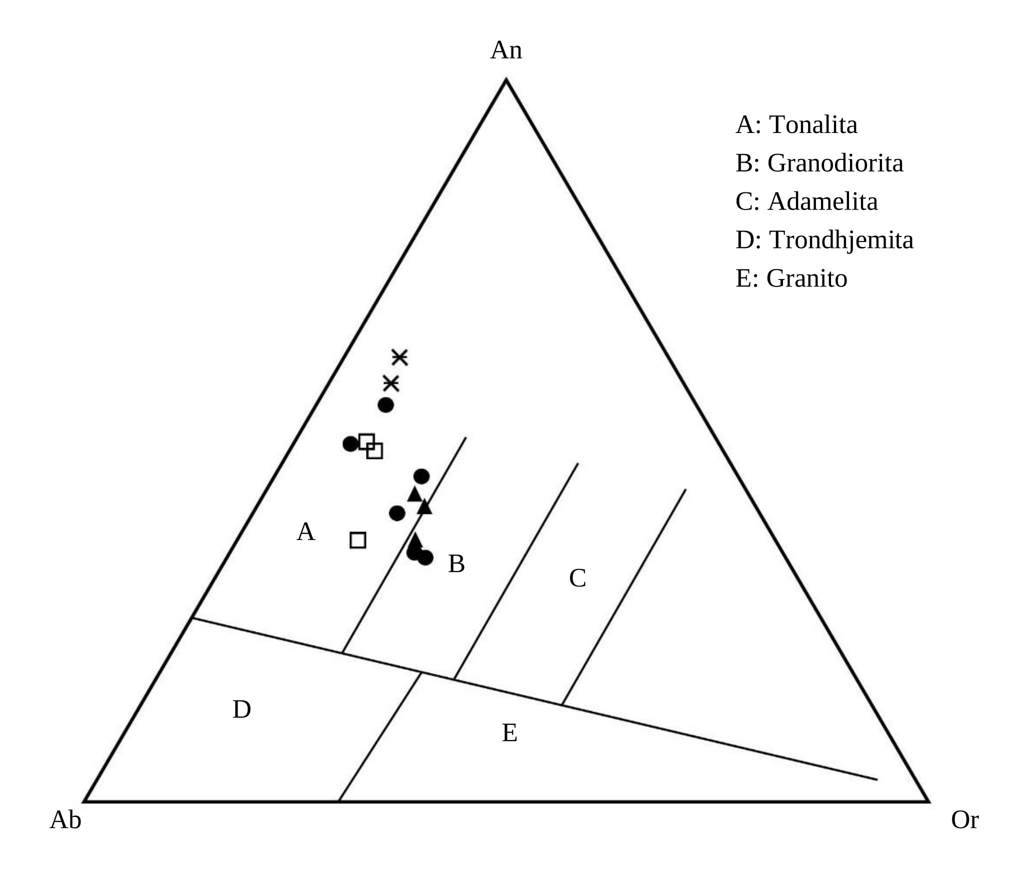


Figura 2. Clasificación normativa Ab-An-Or para granitoides (Barker, 1979)

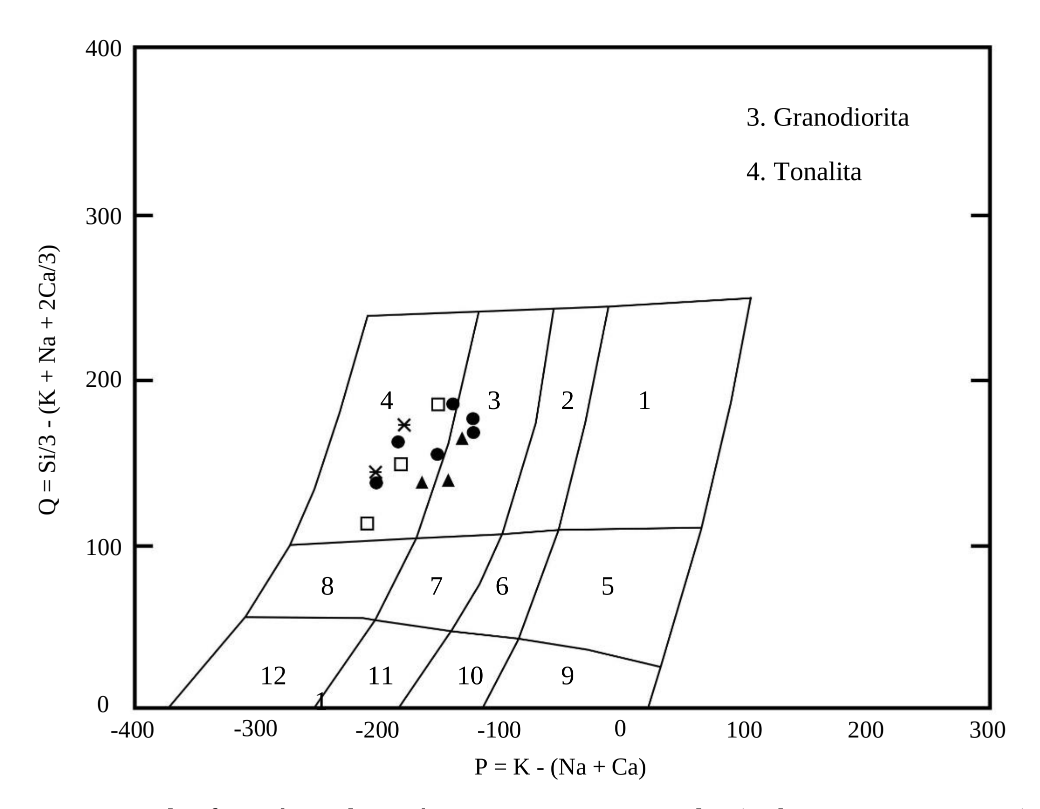


Figura 3. Clasificación multicatiónica Q-P para granitoides (Debon & Le Fort, 1983)

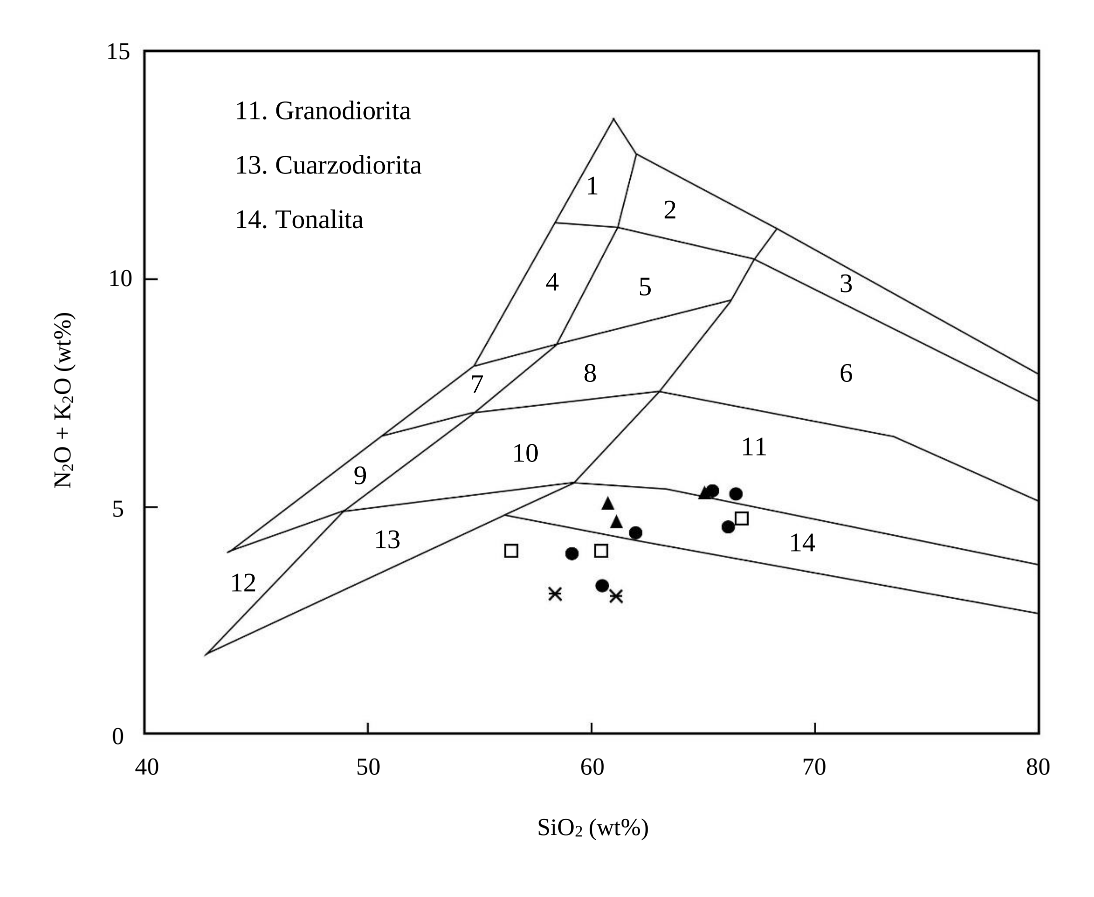


Figura 4. Clasificación TAS para granitoides (Middlemost, 1985)

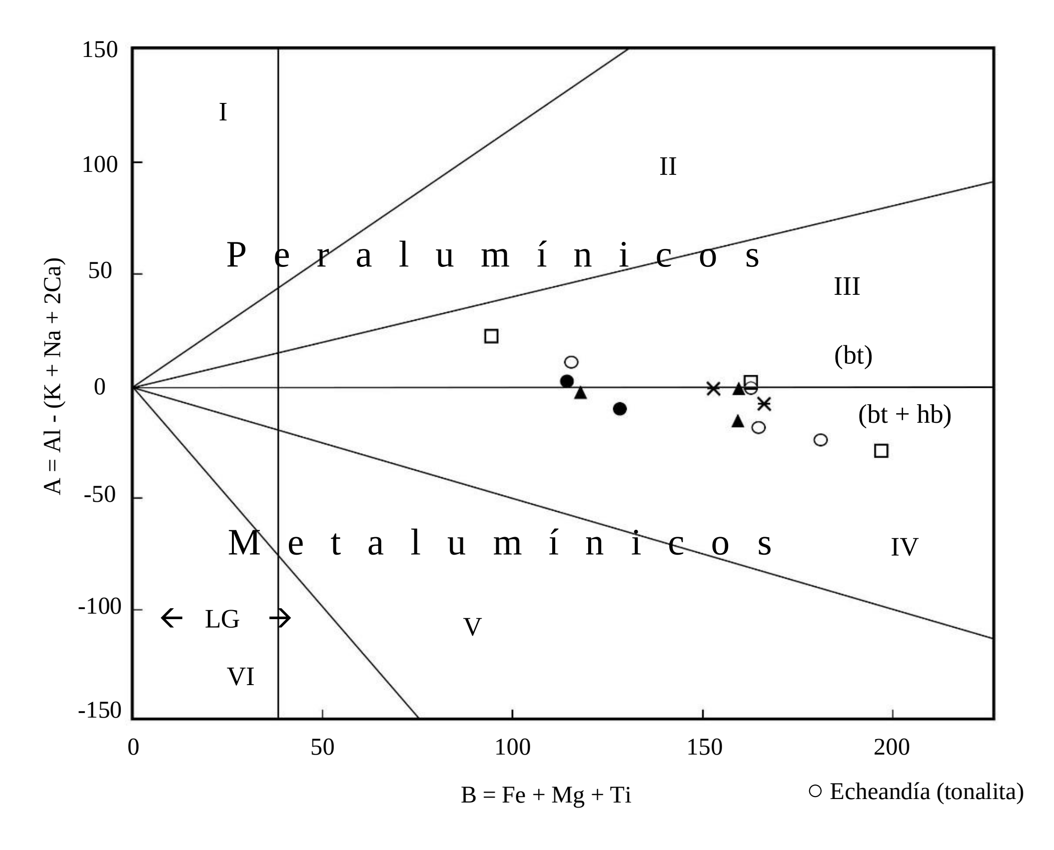


Figura 5. Carácter alumínico de granitoides con base en factores catiónicos A-B (Debon & Le Fort, 1983)

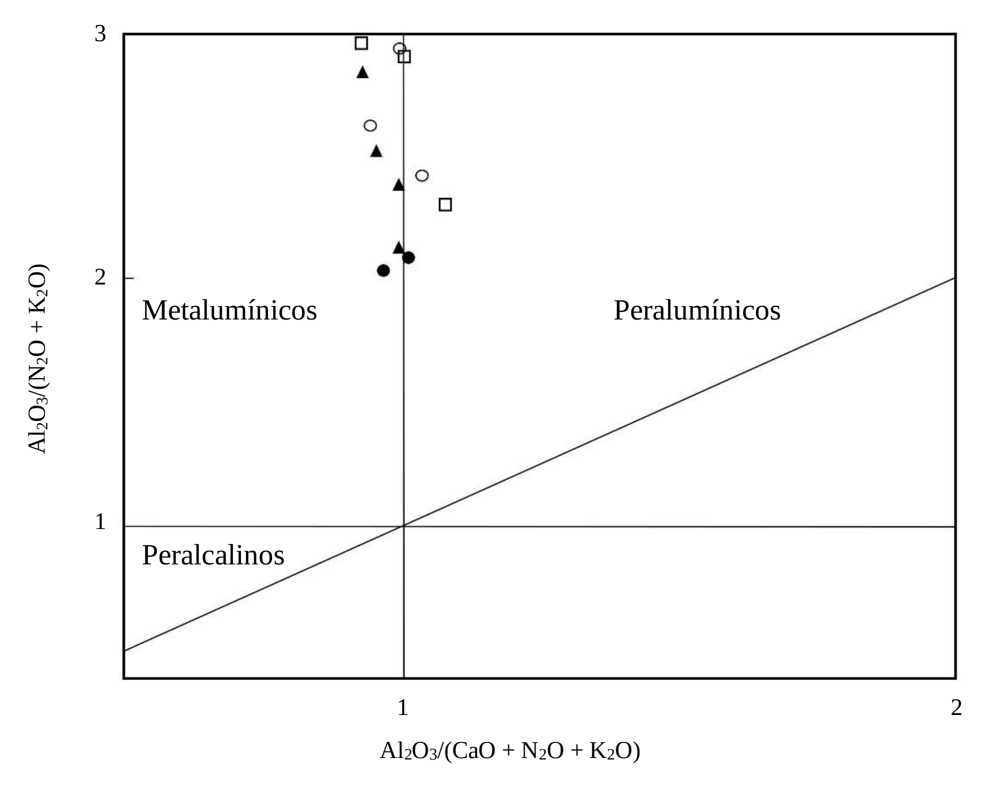


Figura 6. Carácter alumínico de granitoides con base en porcentaje en peso de óxidos (Maniar & Piccoli, 1989)

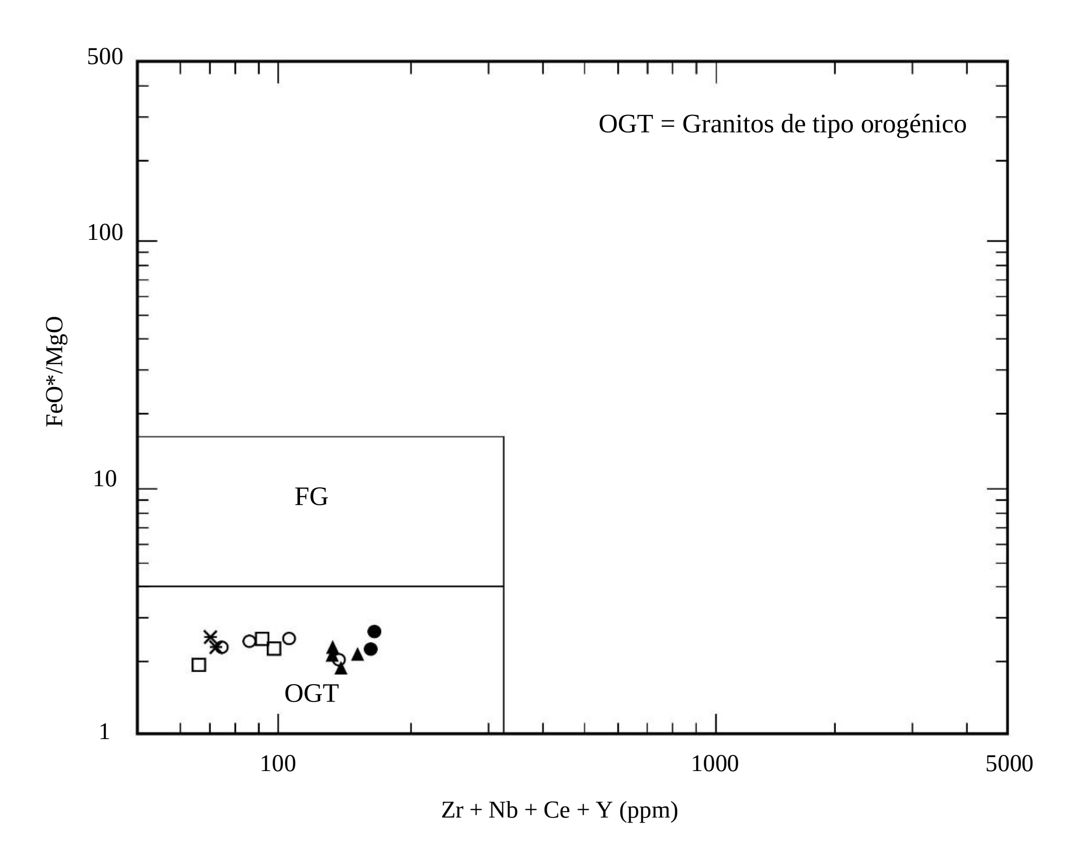


Figura 7. Carácter tectónico de granitoides (FeO/MgO - elementos traza) (Whalen et al., 1987)

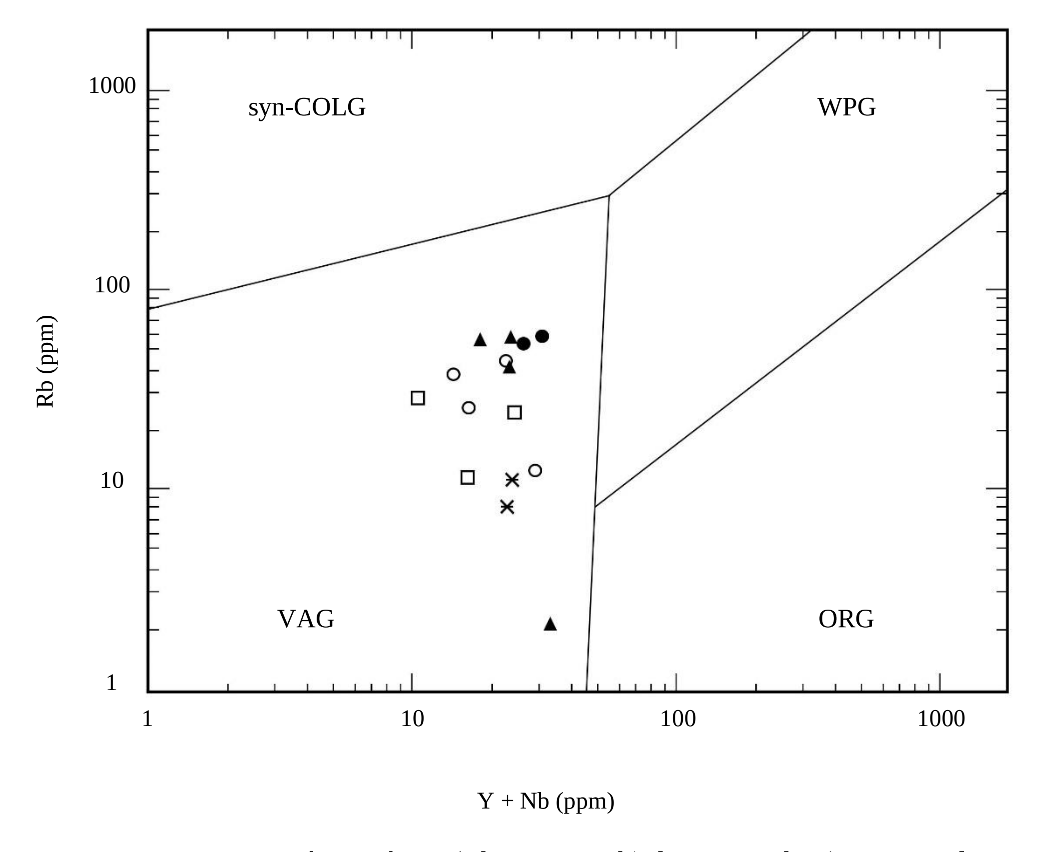


Figura 8. Discriminación tectónica (Rb vs. Y + Nb) de granitoides (Pearce et al., 1984)

En cuanto al emplazamiento tectónico, todos los intrusivos de la zona son granitos de tipo orogénico (OGT) (Fig. 7); específicamente, granitos de arco volcánico (VAG) (Fig. 8). Esta última Figura utiliza las concentraciones de Rb, Y y Nb que son los discriminantes más eficientes para diferentes emplazamientos tectónicos de granitos según los estudios de Pearce et al. (1984). No obstante, granitos post-orogénicos no pueden distinguirse de granitos de arco volcánico y granitos syn-colisionales en los diagramas de Pearce. El diagrama de Whalen et al. (1987) (Fig. 7) permite esa distinción indicando que los granitoides de la zona son todos de tipo orogénico.

La Figura 9 (Irvine y Baragar, 1971) indica que todos los granitoides de la zona son claramente subalcalinos. La Figura 10 clasifica a los granitoides estudiados dentro del Tipo I (en el sentido de que se formaron en una zona de subducción) y la Figura 11 (modificada de Brown et al., 1984), válida para arcos mesozoicos y cenozoicos muestra que son de arcos continentales o de islas poco maduros por el contenido de Nb para una razón fija Rb/Zr y por el campo en que plotean.

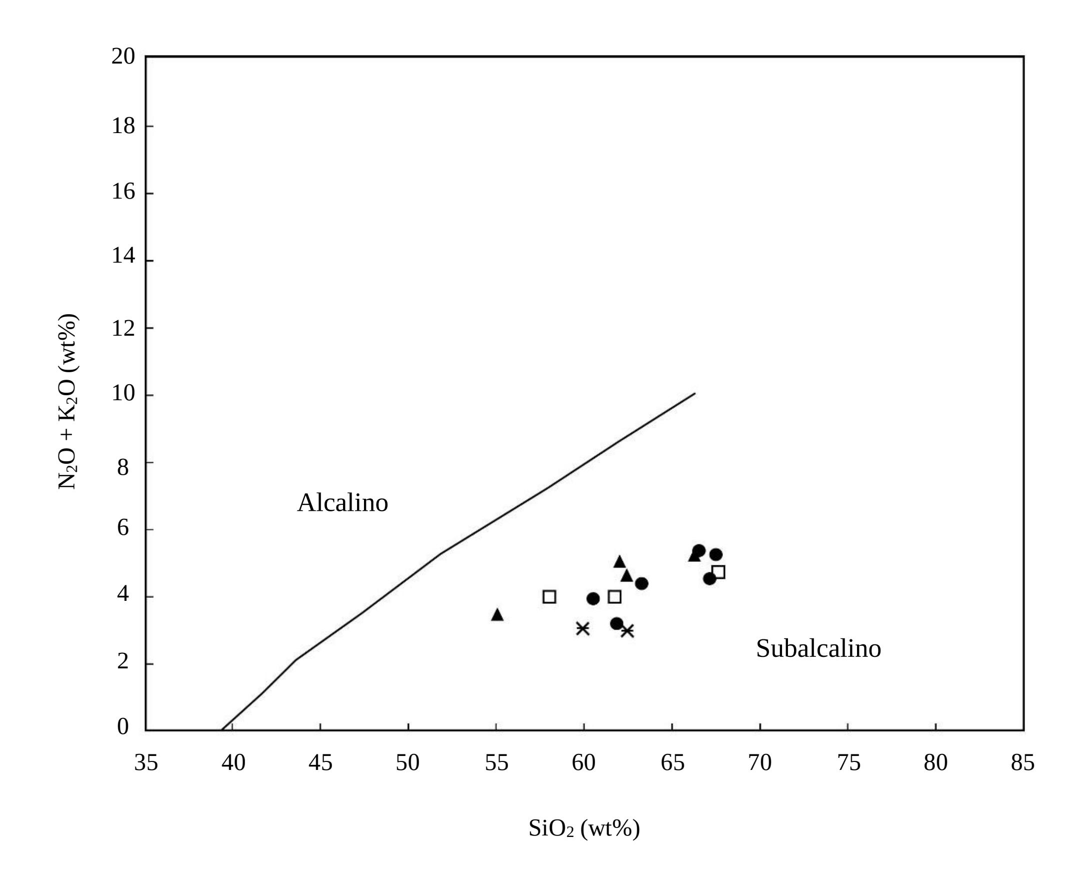


Figura 9. Distinción TAS entre granitoides alcalinos y subalcalinos (Irvine & Baragar, 1971)

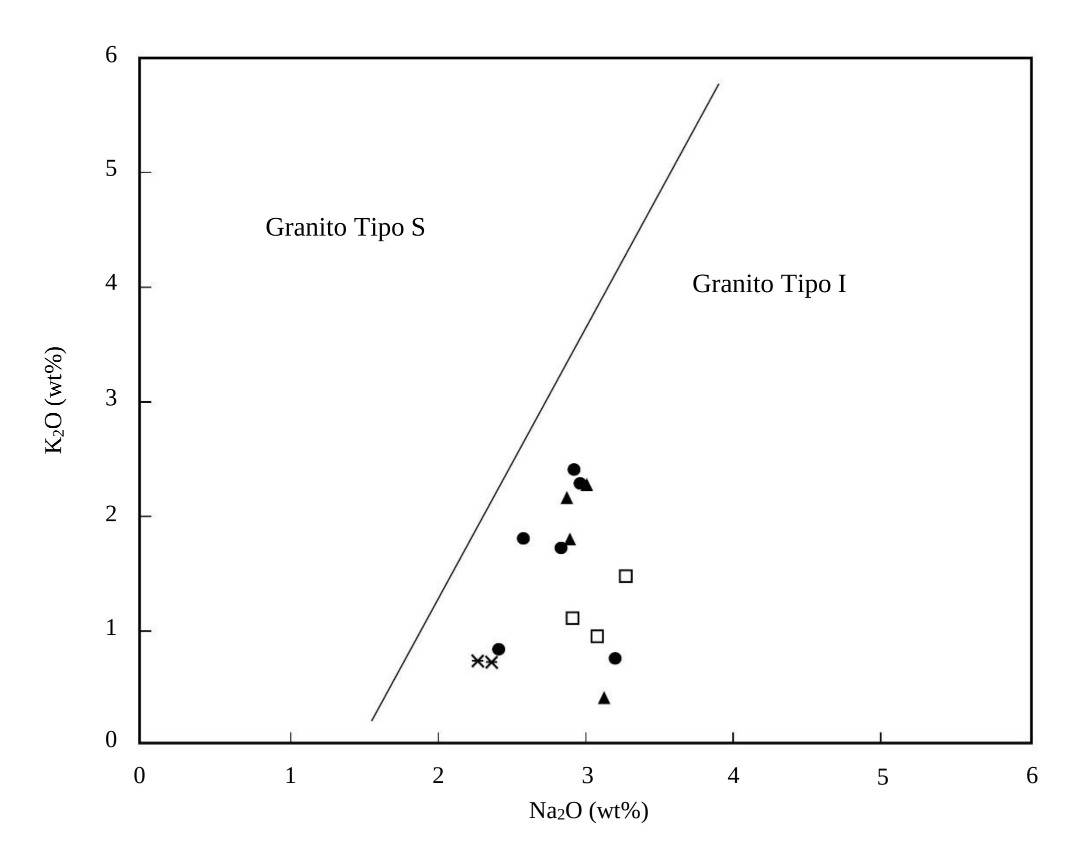


Figura 10. Discriminación (K_2O vs. Na_2O) entre granitoides tipo S e I

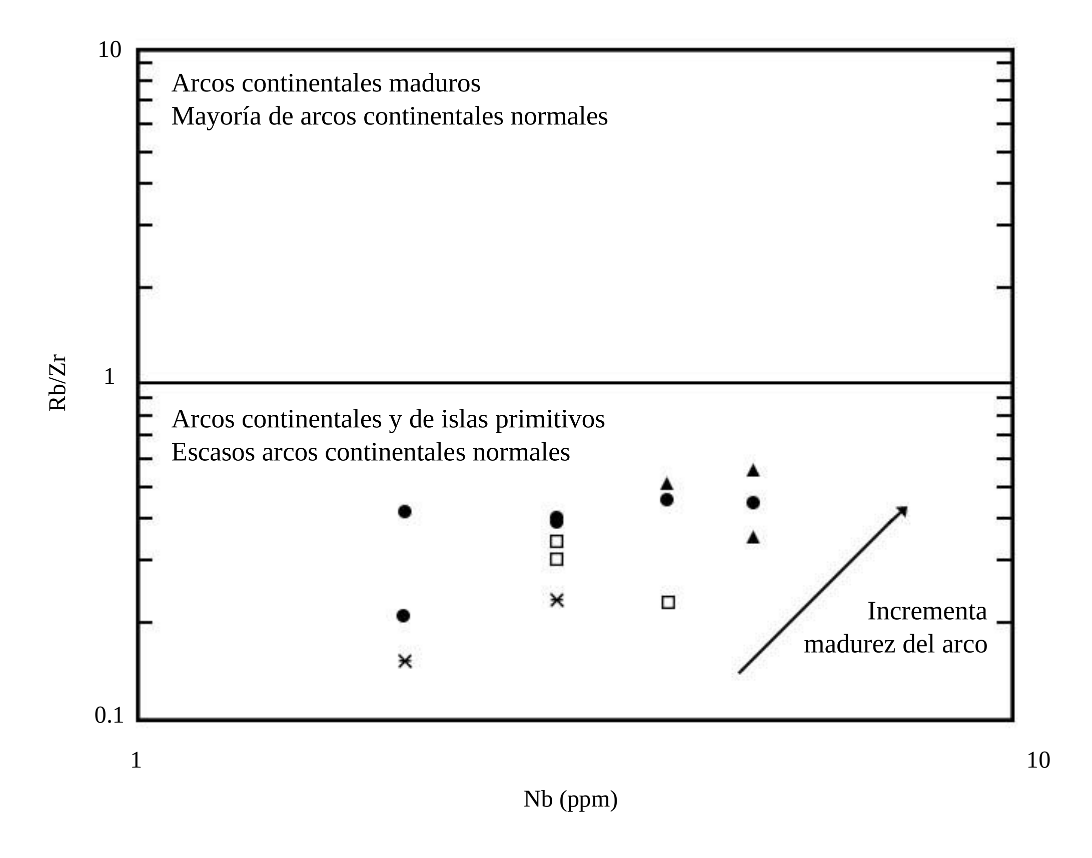


Figura 11. Medida de madurez para arcos mesozoicos y cenozoicos (Brown et al., 1984)

C. Diagramas de variación de elementos trazas normalizados (diagramas spider)

Las Figuras 12 y 13 presentan diagramas spider normalizados a manto primitivo y a MORB para los granitoides estudiados. Estos diagramas muestran un patrón uniforme para las muestras de todas las unidades. Cuando la norma es el manto primitivo, se observa un fuerte enriquecimiento en los elementos LIL más móviles a más de Hf y Sm, y un moderado enriquecimiento en todos los restantes.

En el diagrama normalizado a MORB se observa enriquecimiento en los elementos LIL más móviles, especialmente K, Rb, Th, U; empobrecimiento en Nb, Nd, Ti e Y, y contenidos cercanos a la unidad para los LIL más pesados y las Tierras Raras.

Los valores intermedios a altos de Rb, Th, U, K pueden interpretarse como enriquecimiento en zona de subducción. Los diagramas son compatibles con los de granitoides de tipo I de arcos primitivos, ya sea de islas o continentales.

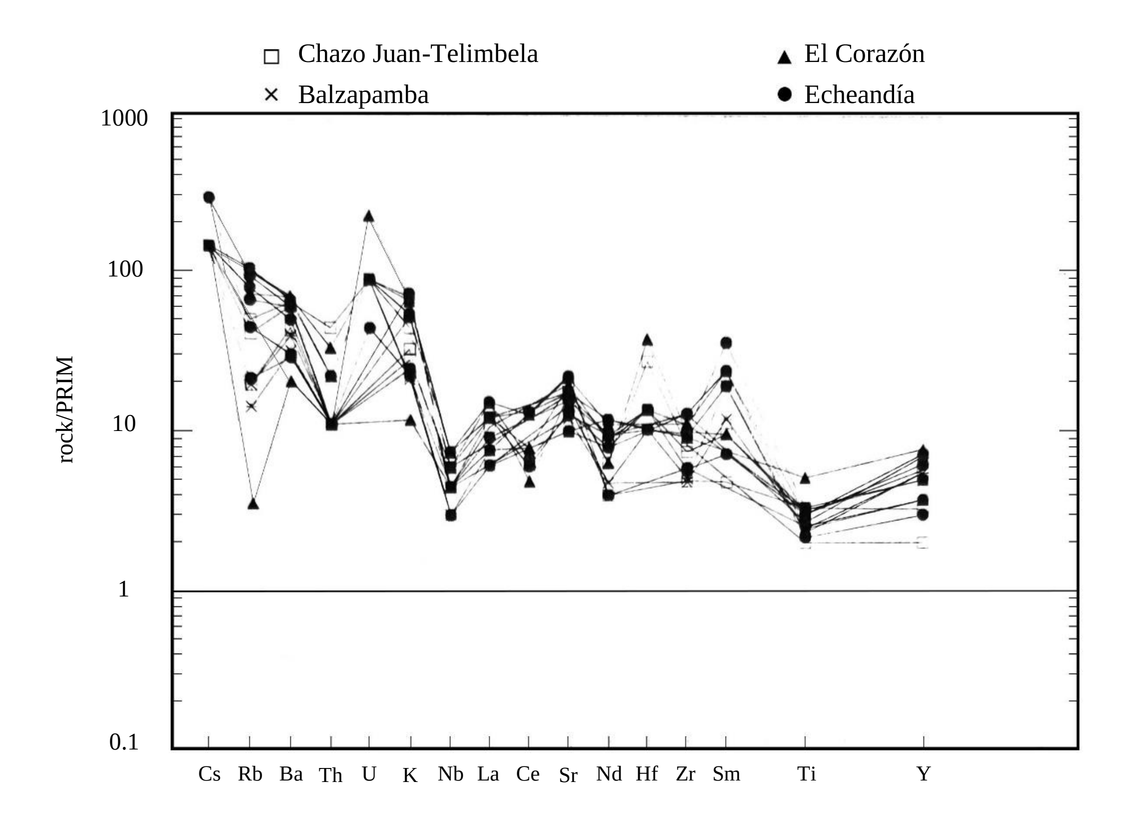


Figura 12. Diagrama spider para granitoides (roca/PRIM)

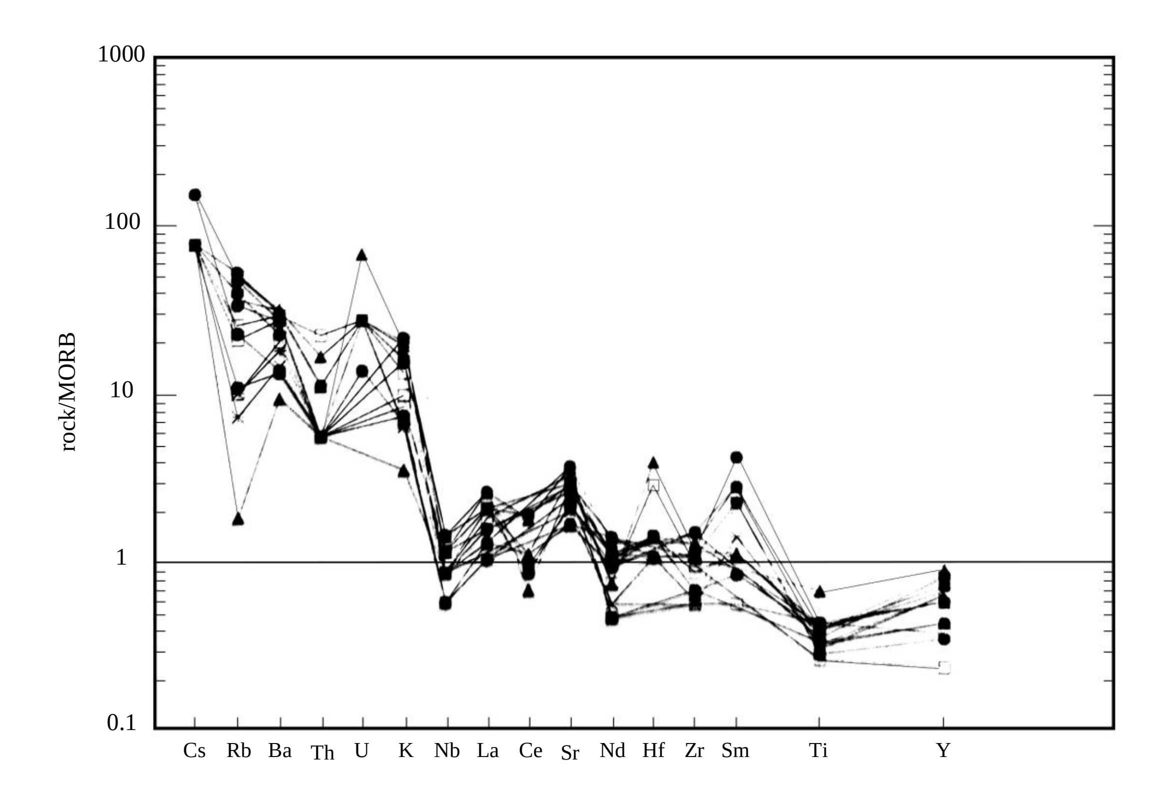


Figura 13. Diagrama spider para granitoides (roca/MORB)

III. ROCAS MÁFICAS

Las rocas máficas de la zona pertenecen a las Unidades Macuchi, Arrayanes y Pallatanga. Adicionalmente hay gabros, dioritas, microgabros clasificados como gabroides indiferenciados. Estos gabroides tienen características químicas muy similares a las de Macuchi.

A. Clasificación

Las clasificaciones químicas de las rocas máficas basadas tanto en elementos mayores (Fig. 14, 15) como trazas (Fig. 16) son equivalentes. Las rocas de Pallatanga tienen la composición de basaltos toleíticos, las de Macuchi varían de basaltos a andesitas basálticas y las de Arrayanes de andesitas basálticas a andesitas.

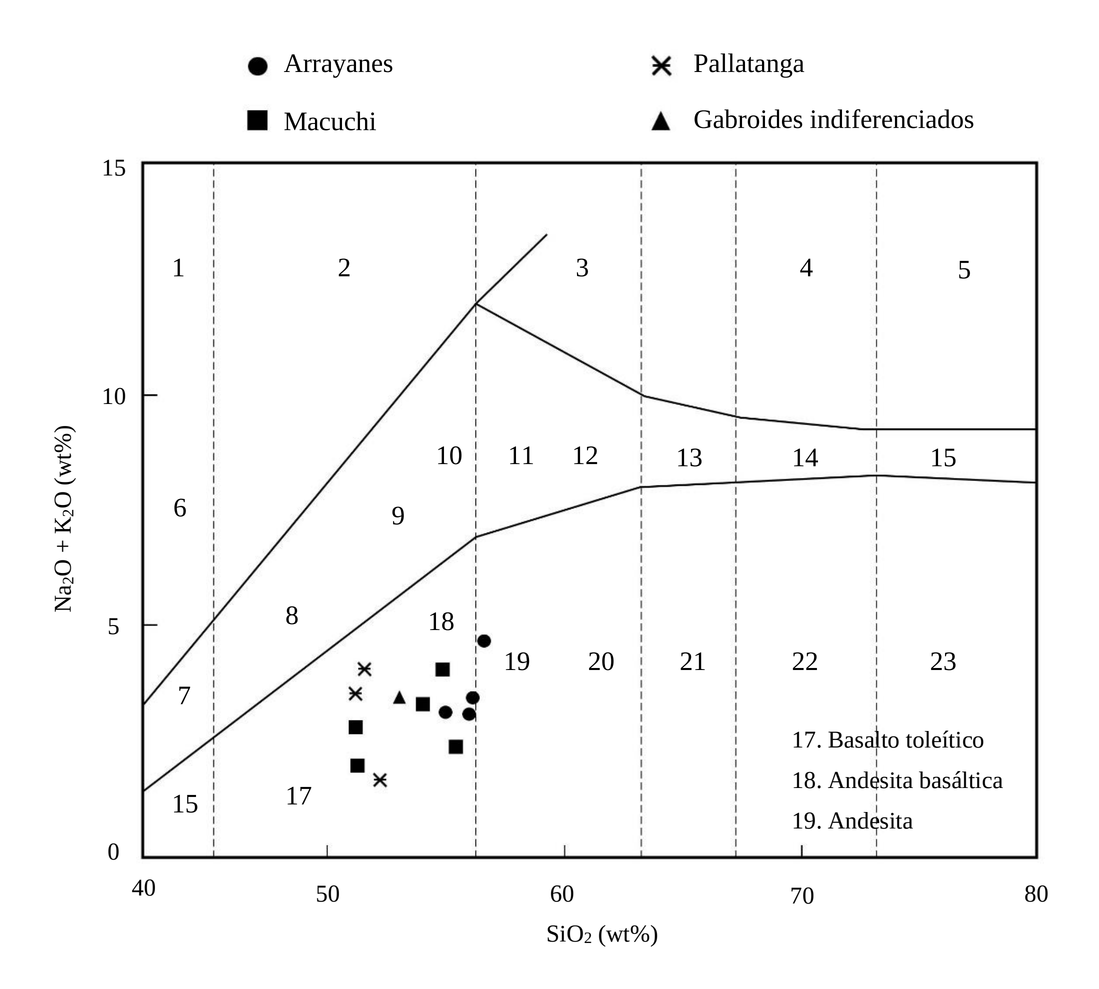


Figura 14. Clasificación TAS de rocas máficas (Middlemost, 1985)

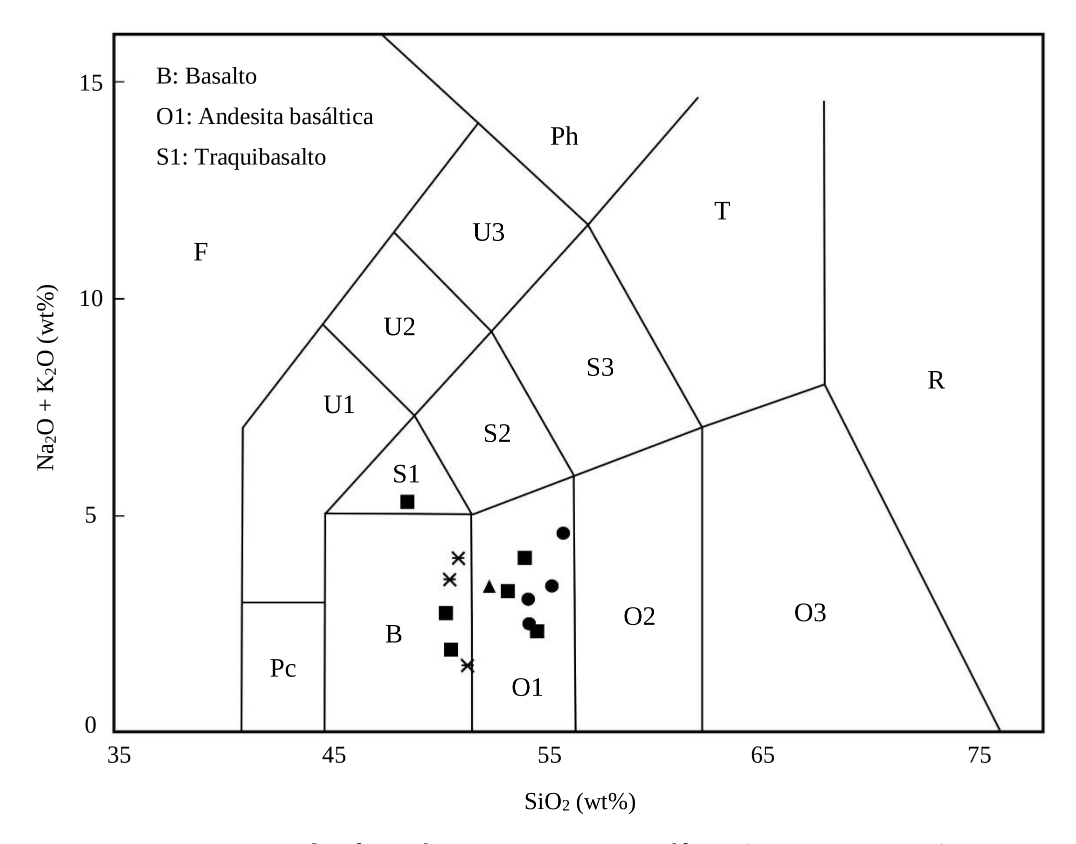


Figura 15. Clasificación TAS para rocas máficas (Le Maitre, 1989)

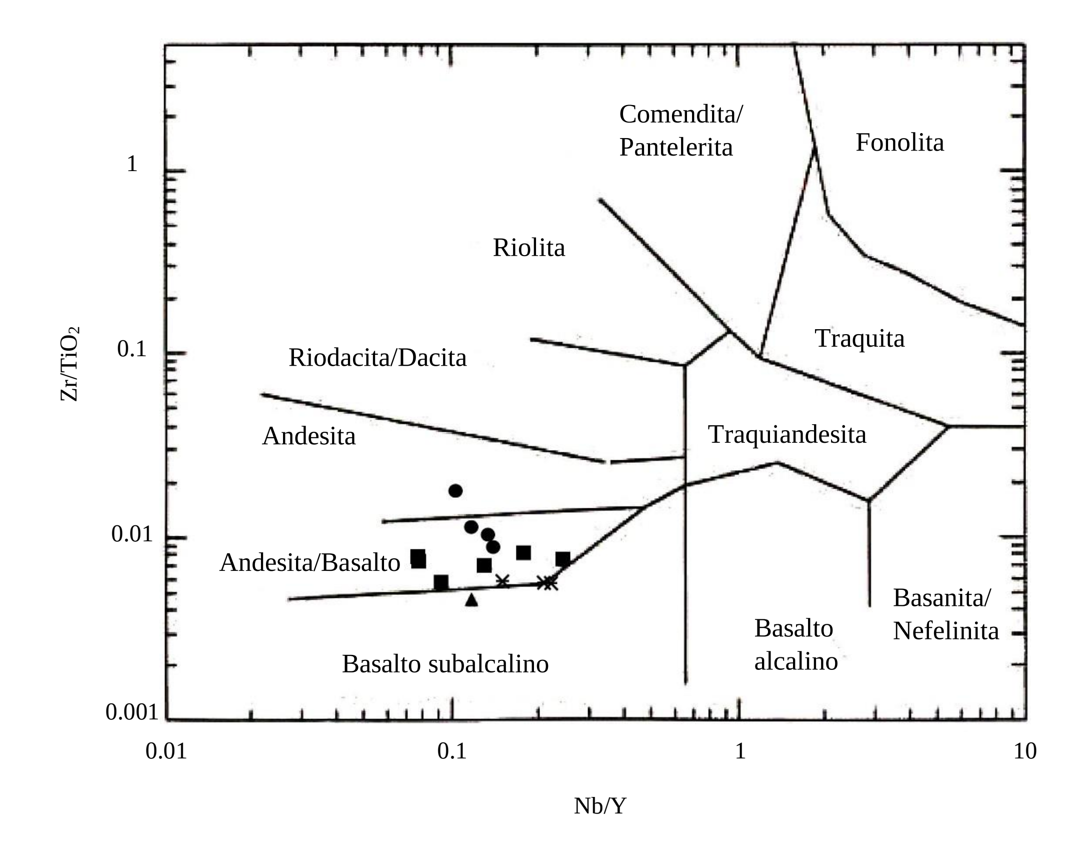


Figura 16. Clasificación Zr/TiO_2 vs Nb/Y para rocas máficas (Winchester & Floyd,1977)

B. Discriminación tectonomagmática

Los diagramas de tendencias (Figs. 17, 18) indican que las rocas de Pallatanga son toleíticas, en tanto las de Macuchi y Arrayanes tienen componentes calco-alcalinos. En la Fig. 18, principalmente se observa que los datos de Pallatanga dan una pendiente típicamente toleítica, en tanto los de los otros dos grupos, forman un espectro más disperso y, aunque toleíticos, sugieren contaminación calco-alcalina. La Figura 19 confirma el carácter toleítico de Pallatanga. Los datos para Macuchi y Arrayanes no son conclusivos, aunque podrían apuntar hacia que tienen su origen en un margen activo. Estos diagramas en conjunto podrían implicar un origen relacionado con el MORB para Pallatanga y uno de arco de islas oceánico para las otras rocas. En un arco de islas oceánico predominan los basaltos toleíticos, pero también hay basaltos calco-alcalinos (Miyashiro, 1982).

La Figura 20, que compara elementos traza, cataloga a los basaltos de Pallatanga como de piso oceánico y a los de los otros dos grupos como toleítas de bajo K. La Figura 21 sugiere para Pallatanga un origen de isla oceánica, en tanto que el origen de Arrayanes y Macuchi sería orogénico con cierta afinidad a punto caliente o a piso oceánico, es decir, un ambiente compatible con un arco de islas oceánico. Thompson et al. (1984), consideran que las toleítas de bajo K de arco de islas oceánico son los equivalentes hidratados del MORB relacionados con subducción.

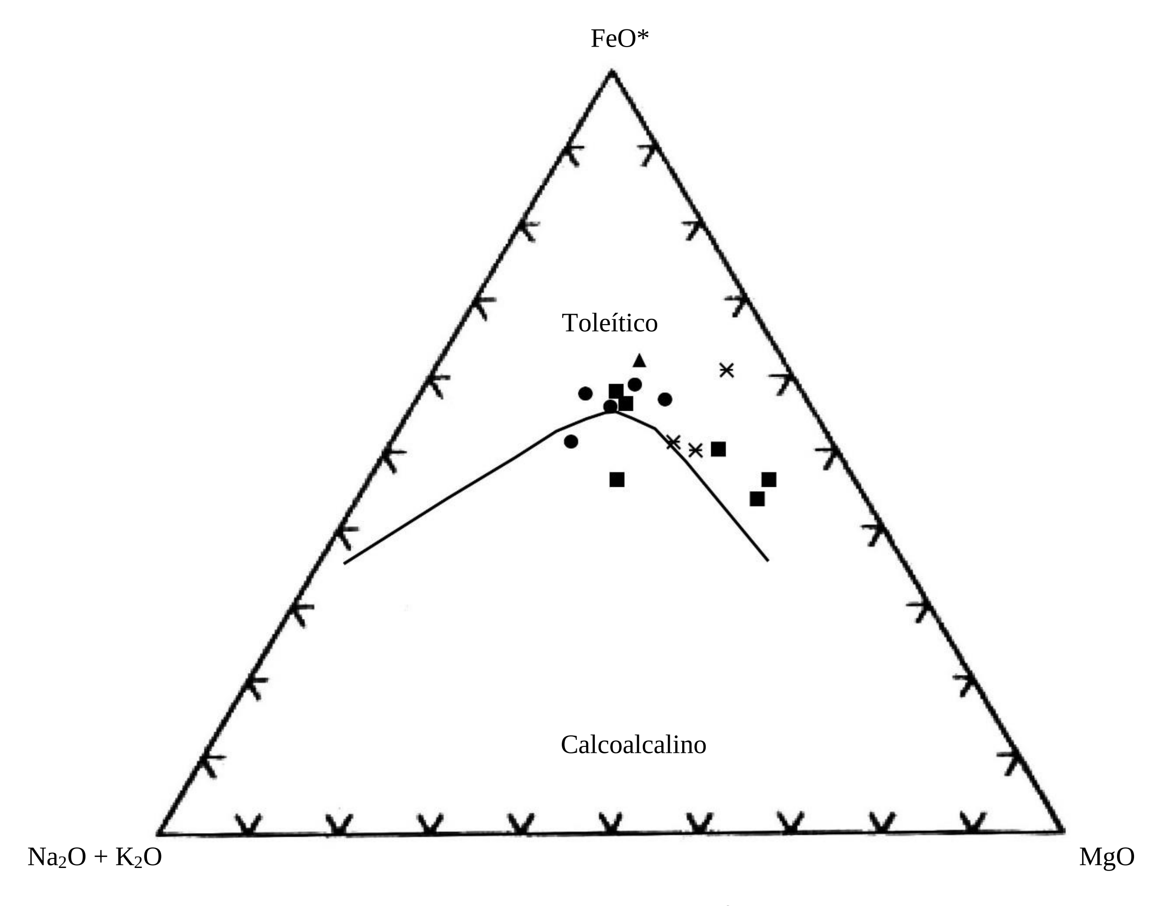


Figura 17. Diagrama de tendencias para rocas máficas (Irvine & Baragar, 1971)

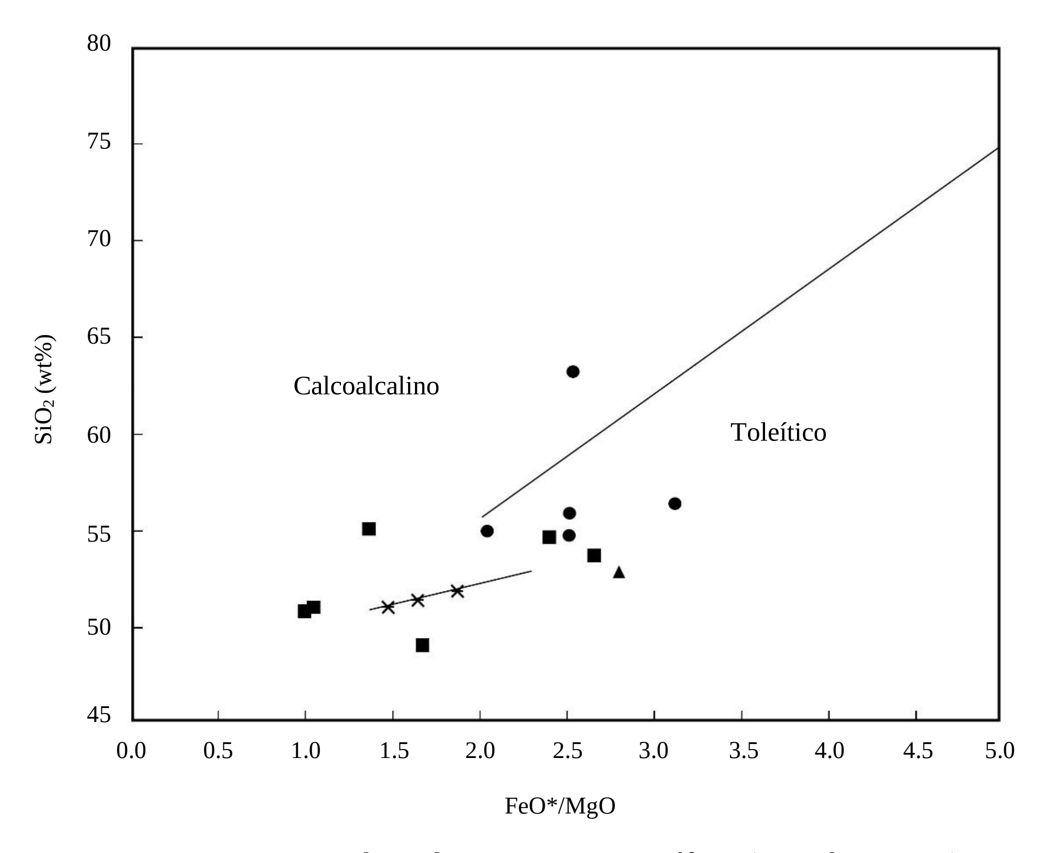


Figura 18. Diagrama de tendencias para rocas máficas (Miyashiro, 1974)

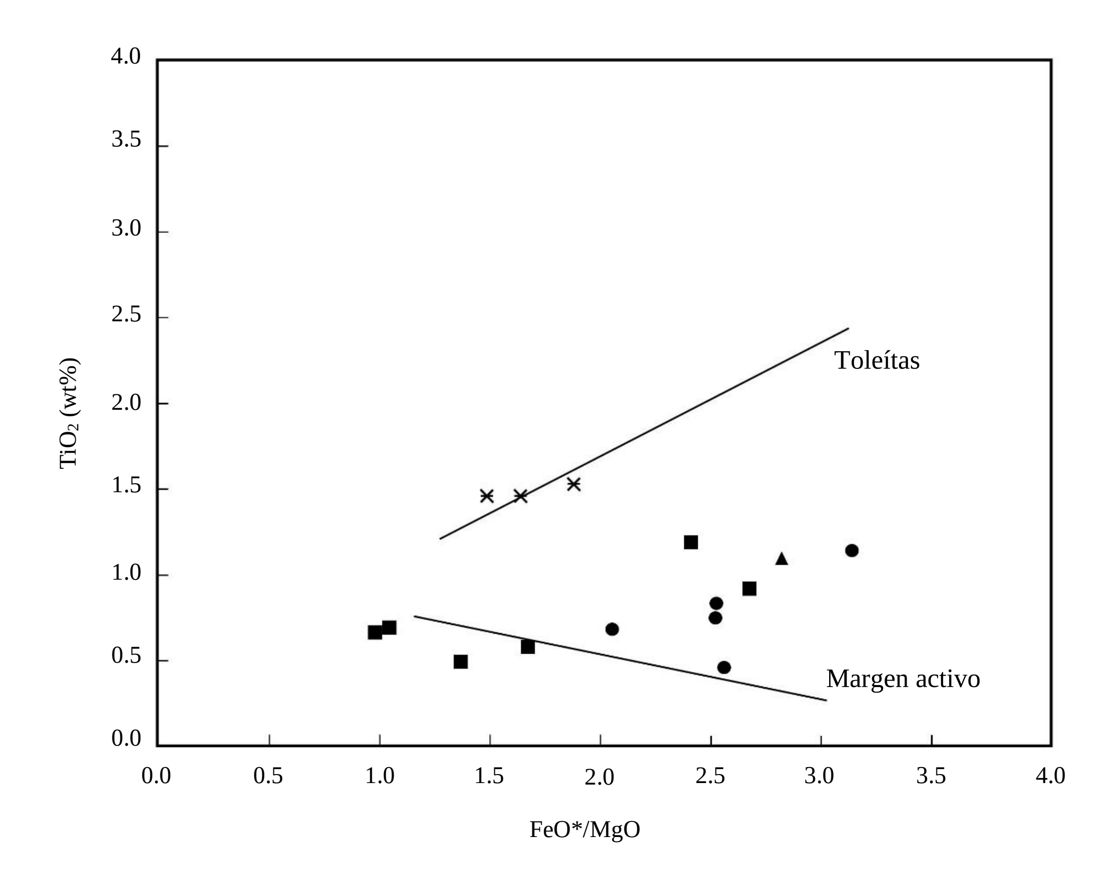


Figura 19. Comparación toleítas/mafitas de margen activo (Miyashiro, 1974)

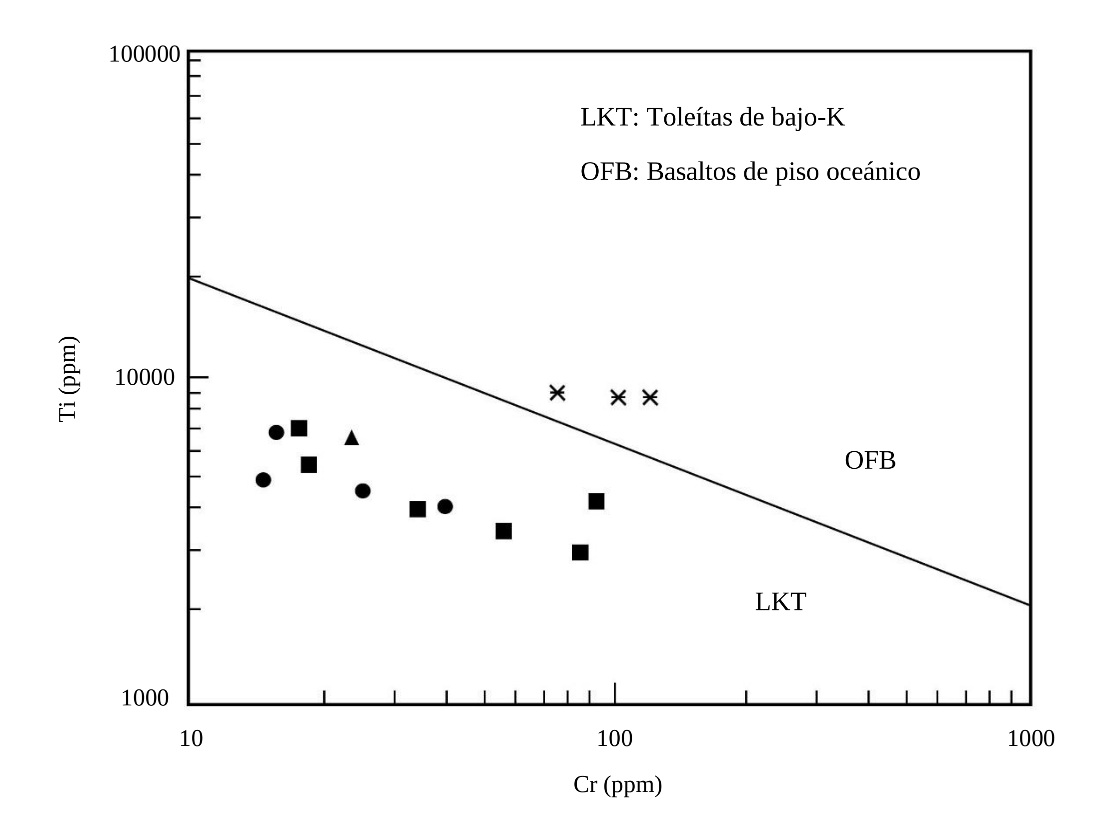


Figura 20. Discriminación entre toleítas (Pearce, 1975)

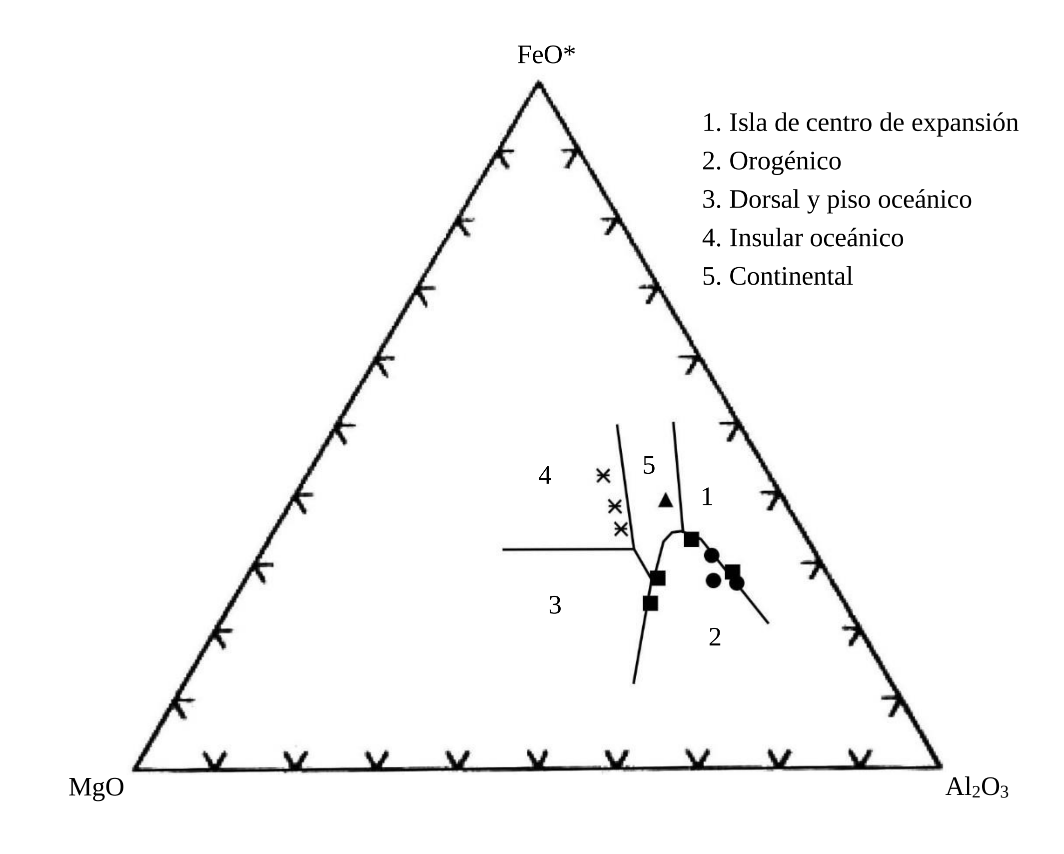


Figura 21. Diagrama discriminante de ambientes tectónicos (Pearce et al., 1977)

La Figura 22 confirma la afinidad MORB de Pallatanga y permite una separación de los campos de Arrayanes y Macuchi. En la Figura 23 se ve que todas las rocas máficas del área de estudio analizadas son de margen destructivo de placa. Las de Pallatanga plotean prácticamente en el borde entre los campos de P-MORB y margen activo. Es interesante notar que la mayoría de análisis de P-MORB en éste y otros diagramas pertenecen a la dorsal de Galápagos.

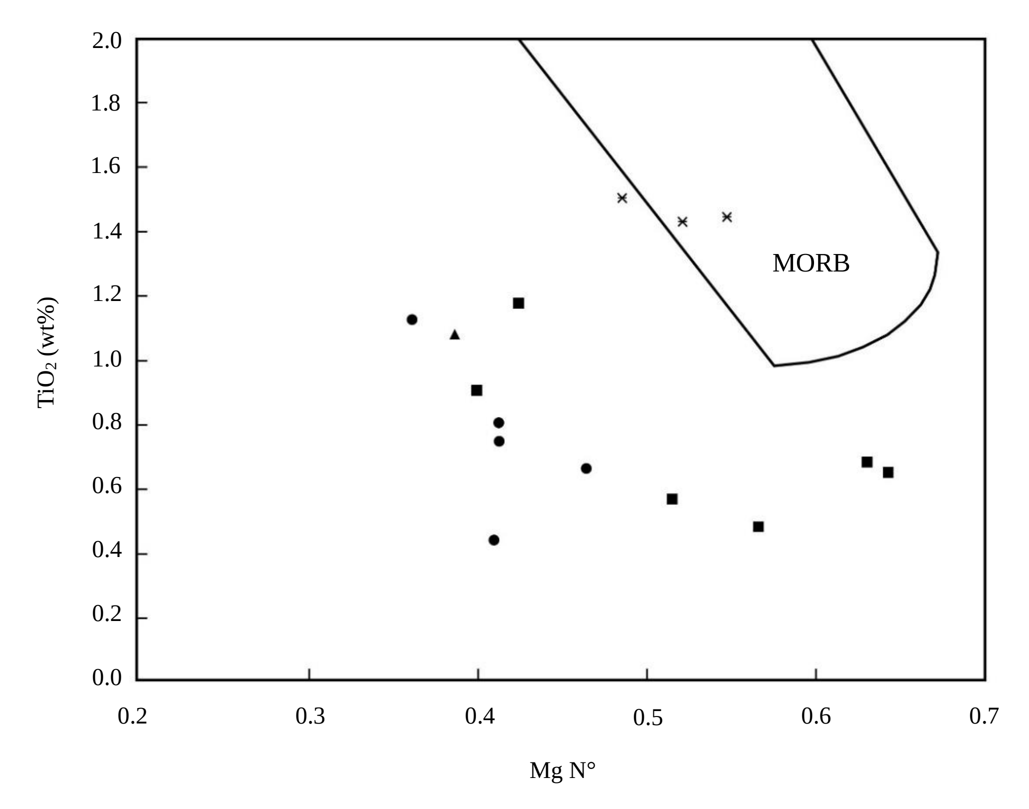


Figura 22. Diagrama TiO2 vs Número de Mg indicando el campo MORB

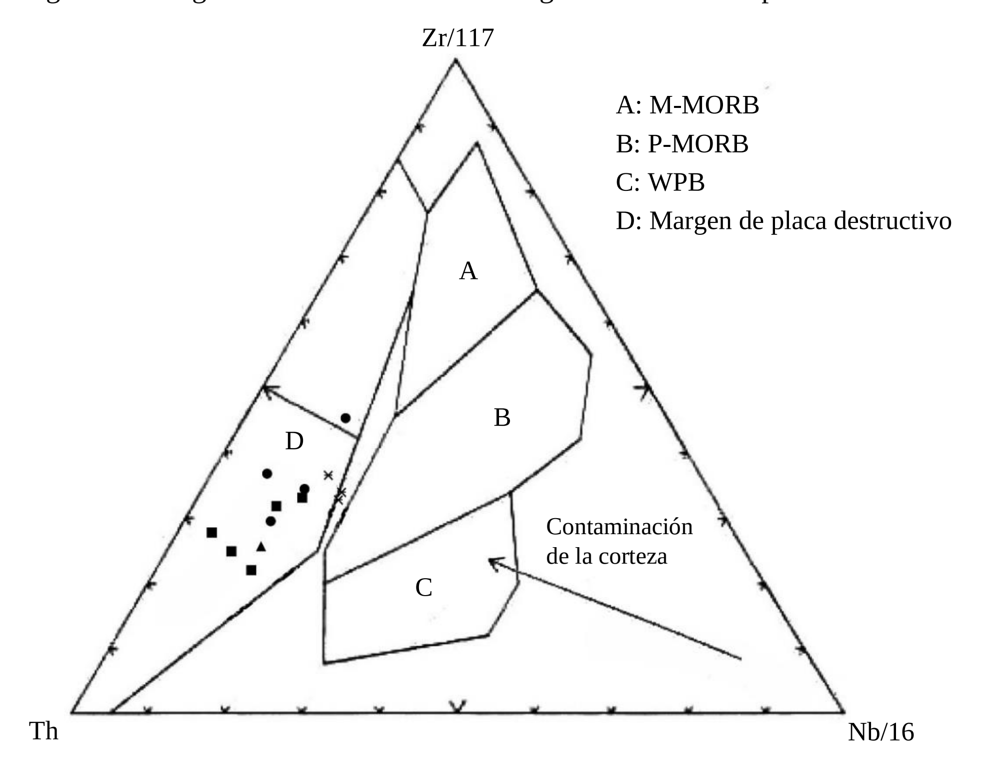


Figura 23. Diagrama discriminatorio para rocas máficas (Wood, 1980)

La Figura 24 confirma a Macuchi como toleíta de arco de islas y Pallatanga puede explicarse como MORB contaminado.

Las Figuras 25 a 27 ratifican que los análisis de Macuchi y Arrayanes tienden a agruparse individualmente. La Figura 25 discrimina a Pallatanga como basalto ofiolítico, y aunque no es conclusiva para las otras dos unidades marca una separación entre ellas.

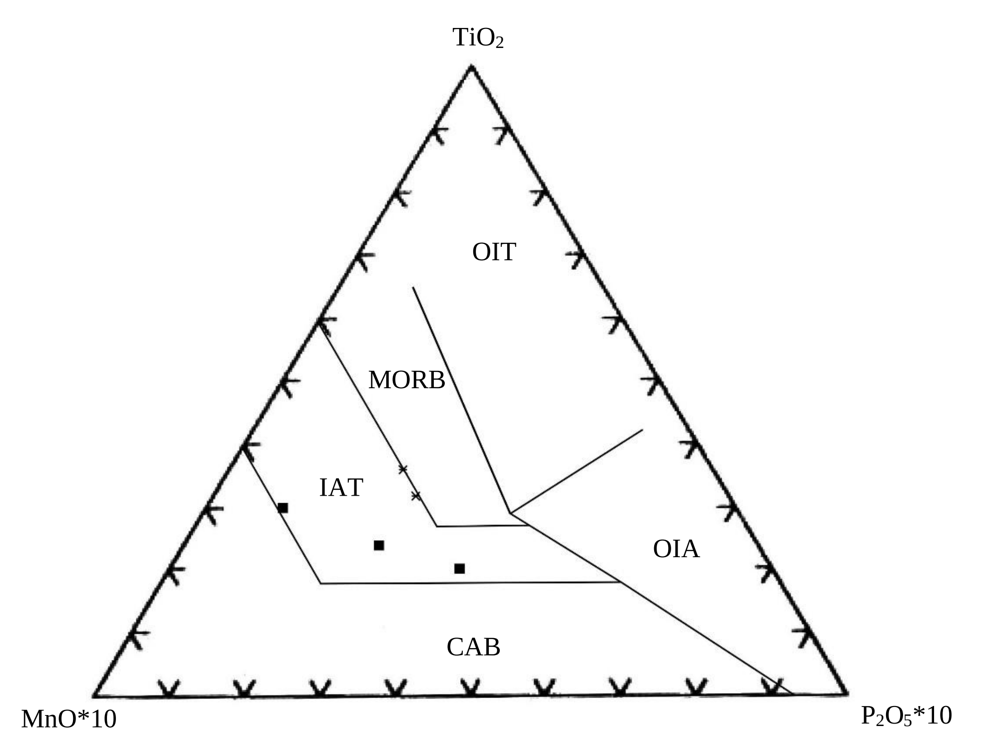


Figura 24. Diagrama discriminatorio para rocas máficas (Mullen, 1983)

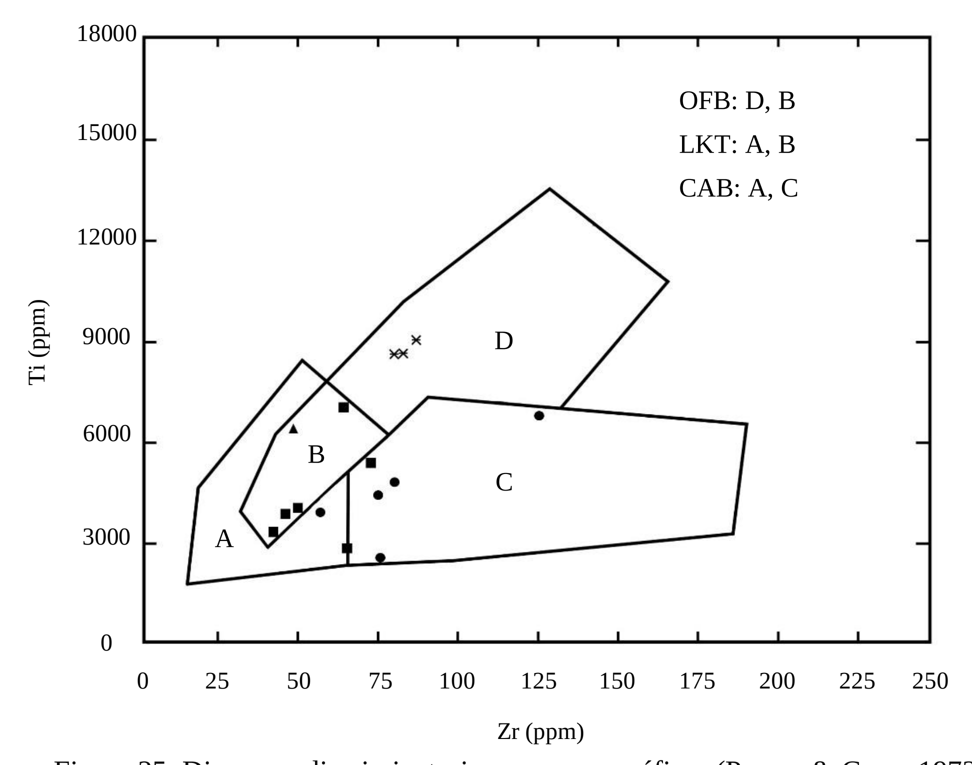


Figura 25. Diagrama discriminatorio para rocas máficas (Pearce & Cann, 1973)

La Figura 26 aunque no discrimina totalmente los ambientes tectónicos de formación, permite ver que en Macuchi y Arrayanes hay cierta afinidad calco-alcalina que no se presenta en Pallatanga.

La Figura 27 sugiere que Macuchi tiene más carácter de arco de islas, en tanto que Arrayanes es más de carácter calco-alcalino, aunque tectónicamente podría estar relacionada a un arco de islas.

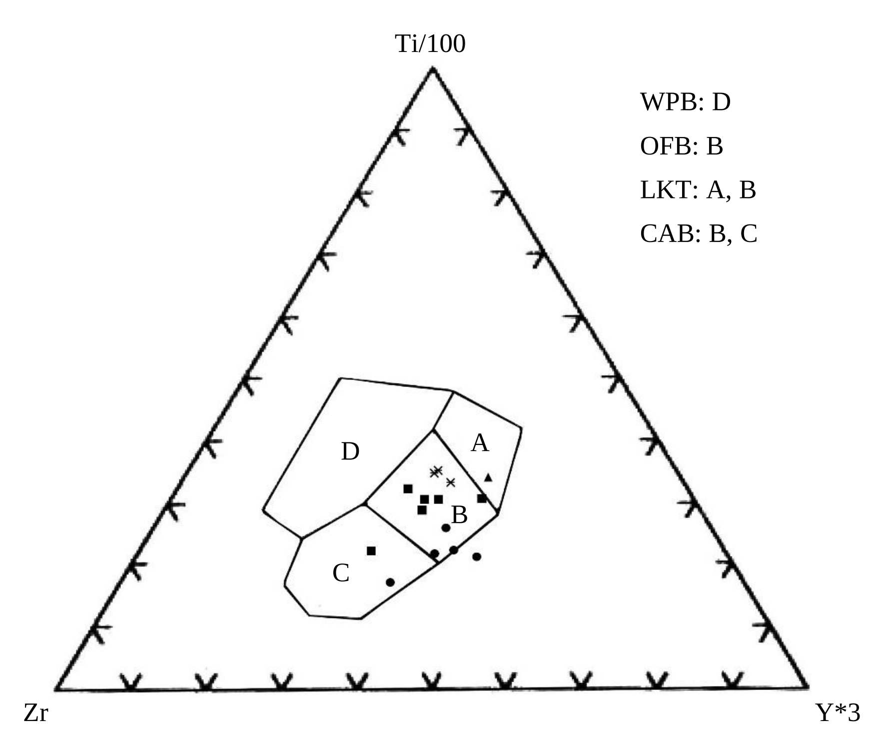


Figura 26. Diagrama discriminatorio (Zr-Ti-Y) para rocas máficas (Pearce & Cann, 1973)

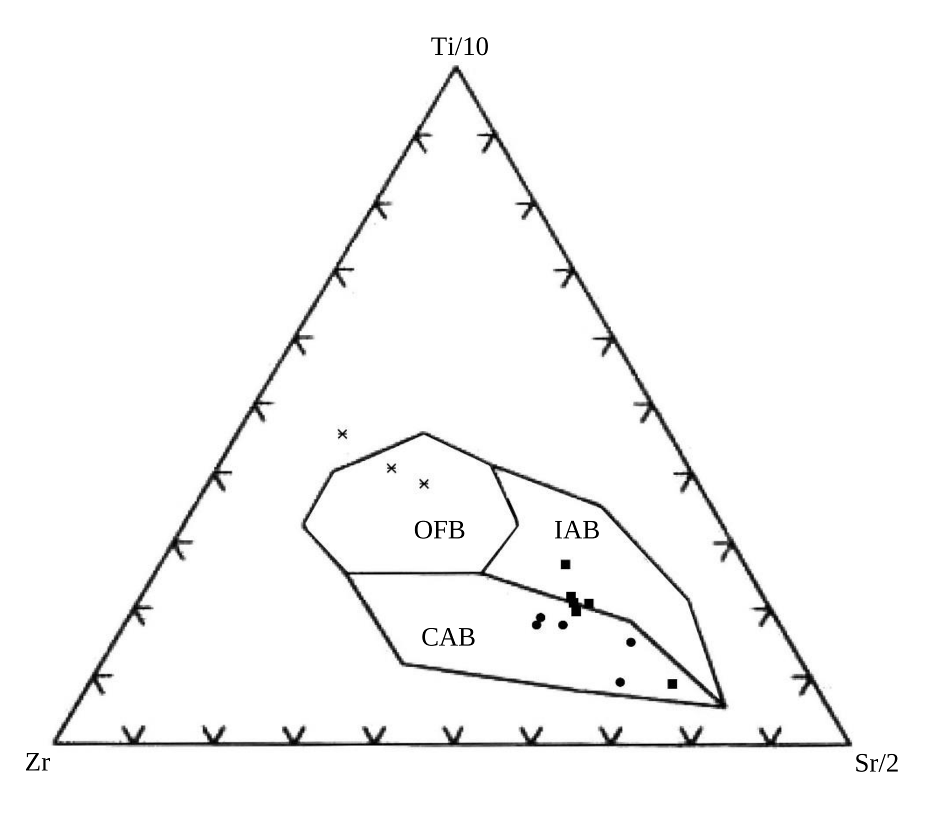


Figura 27. Diagrama discriminatorio (Zr-Ti-Sr) para rocas máficas (Pearce & Cann, 1973)

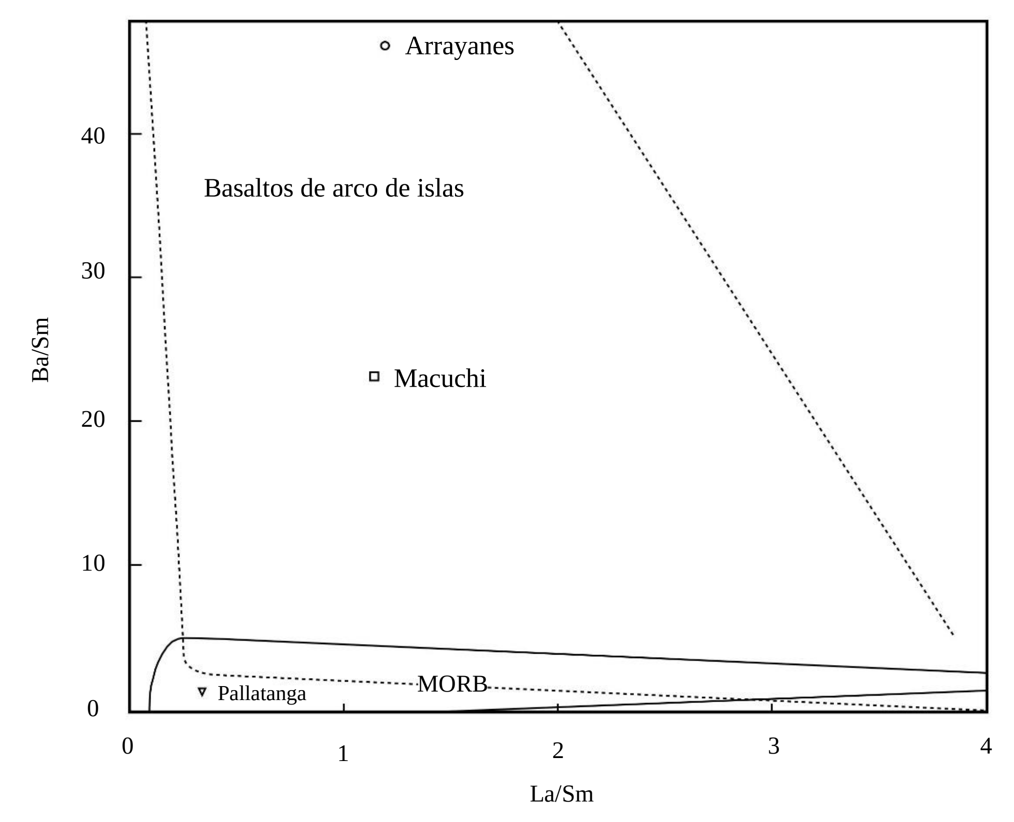


Figura 28. Diagrama discriminante (basaltos de arco de islas/MORB) (Arculus & Power, 1986)

La Figura 28 discrimina basaltos de arco de islas y MORB. La Unidad Pallatanga plotea dentro del campo MORB; las Unidades Macuchi y Arrayanes dentro del de arco de islas, aunque fuera del campo de los basaltos más comunes, cuyo valor en las abscisas es <10 (Wilson, 1989).

En general, los diagramas utilizados nos ayudan a discriminar ciertos ambientes tectónicos para las rocas máficas de la Cordillera Occidental analizadas, pero no nos dan una respuesta única, no ambigua. Para ello es necesario una interpretación geológica con múltiples aproximaciones: petrológica, mineralógica, geoquímica, tectónica. No obstante, de la interpretación de ellas es obvio que el emplazamiento tectónico de las rocas de Pallatanga es diferente al de Macuchi y Arrayanes. Además, aunque no discriminan un ambiente tectónico diferente para las dos últimas unidades, permiten una distinción de los campos de ploteo de los mismos, lo que enfatiza la separación como unidades entre ellas.

Los diagramas de discriminación tectonomagmática más útiles para rocas antiguas son aquellos que utilizan las concentraciones de elementos trazas, y que permiten determinar que las variaciones entre los diferentes ambientes son mayores que las variaciones entre rocas y/o unidades pertenecientes a un mismo emplazamiento tectónico.

Los elementos analizados deben ser inmóviles o poco móviles para poder discernir su origen. Los diagramas que mejor cumplen con estas premisas son los Diagramas de Variación de Elementos Trazas Normalizados, conocidos mejor como Diagramas Spider.

Para el presente análisis hemos utilizado las normalizaciones para MORB y condrita empleadas en el programa NewPet (Clarke, 1994) y las calculadas por Sun (1980) para basaltos de arcos de islas (toleíticos-IAT, calco-alcalinos-IACAB) basaltos de islas oceánicas (OIB) y Tierras Raras.

C. Diagramas de variación de elementos trazas normalizados (diagramas spider)

Las Figuras 29, 30 y 31 presentan diagramas spider para rocas típicas de las Unidades Arrayanes, Macuchi y Pallatanga respectivamente. En ellas se compara las variaciones de los elementos trazas con respecto a la composición MORB normal.

En el diagrama spider de la Unidad Arrayanes se observa un notable enriquecimiento de los elementos LIL (litófilos de iones grandes) más móviles: Cs, Rb, Ba, Th, K, Sr; un ligero empobrecimiento en Ti y valores cercanos a la unidad de Nb, Ce, Zr, Y.

La variación de los elementos LIL más móviles se puede interpretar, en parte, como una conducta de la fase fluida y, en otra, como contaminación de la corteza. La escasa variación de los elementos menos móviles (HFS) está controlada por la química de la fuente. Para Nb, Ce y Zr, Nd e Y es posible trazar una paralela a la línea unidad que sugiere un origen primario relacionado a MORB. Los valores prácticamente iguales a 1 de las Tierras Raras (Nb, Ce, Y) refuerzan este criterio. Los valores positivos en el trecho Nb-Y podrían corresponder a contaminación en una zona de subducción, en tanto que los valores negativos significarían un grado de fusión parcial con respecto a MORB.

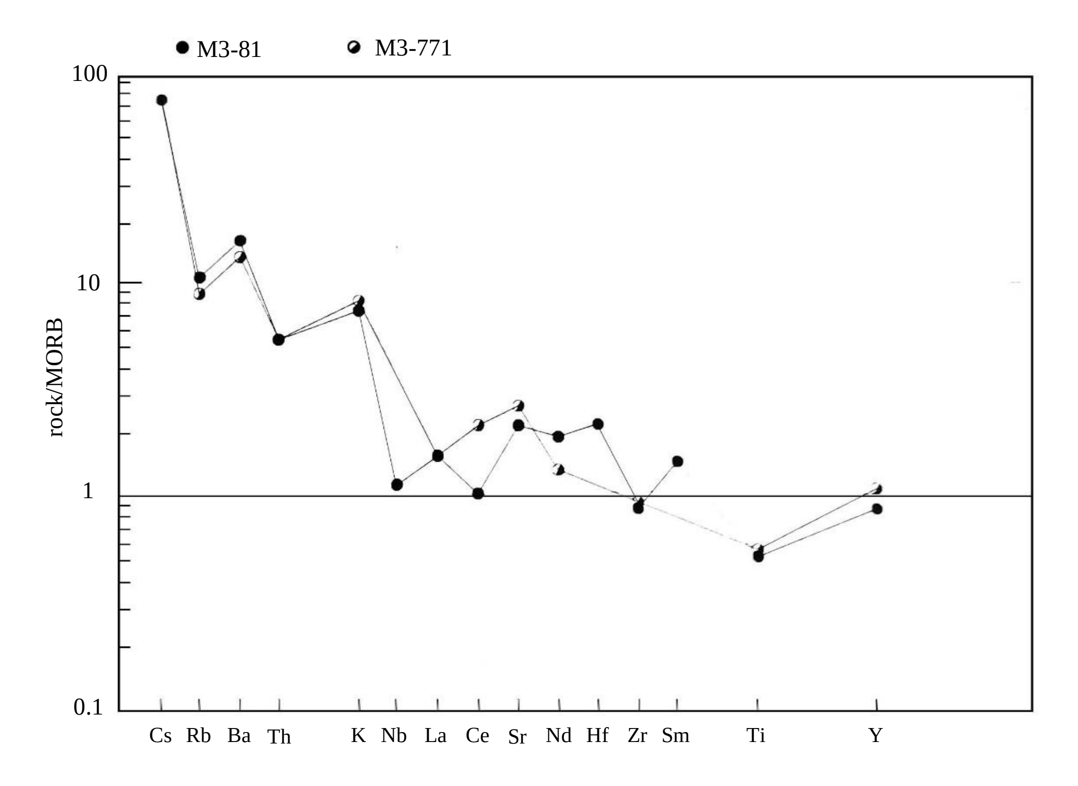


Figura 29. Diagrama spider (roca/MORB) de rocas de la Unidad Arrayanes

El diagrama spider normalizado al MORB para la Unidad Macuchi es similar al correspondiente para la Unidad Arrayanes. Se observa un enriquecimiento en Rb, Ba, Th, U, K, Sr, Hf, Sm; un muy ligero empobrecimiento en Zr, Ti y talvez Y; valores prácticamente iguales a la unidad de Nb, Nd, Y. Si se unen los valores de La, Hf, Sm se obtiene una paralela a la línea unidad. A más de las consideraciones mencionadas para Arrayanes, se puede añadir que el enriquecimiento en U apunta hacia una contaminación con corteza continental superior, al igual que los valores de Sm pueden indicar involucramiento de corteza en la generación del magma.

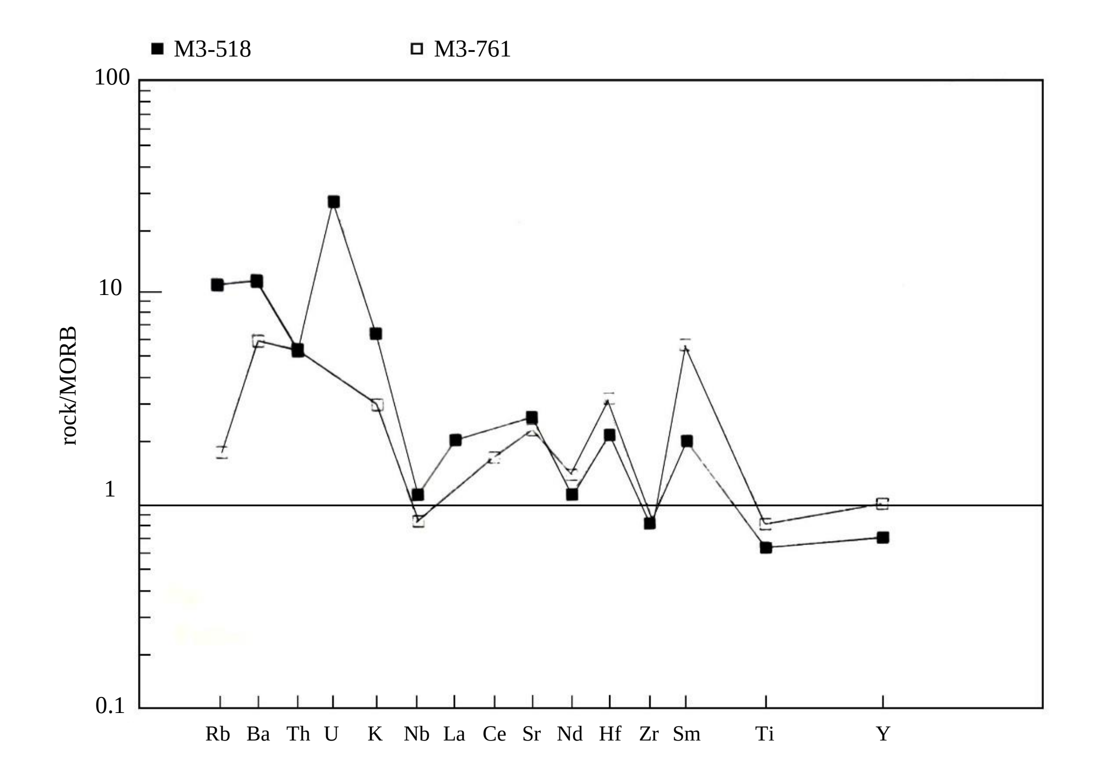


Figura 30. Diagrama spider (roca/MORB) de rocas de la Unidad Macuchi

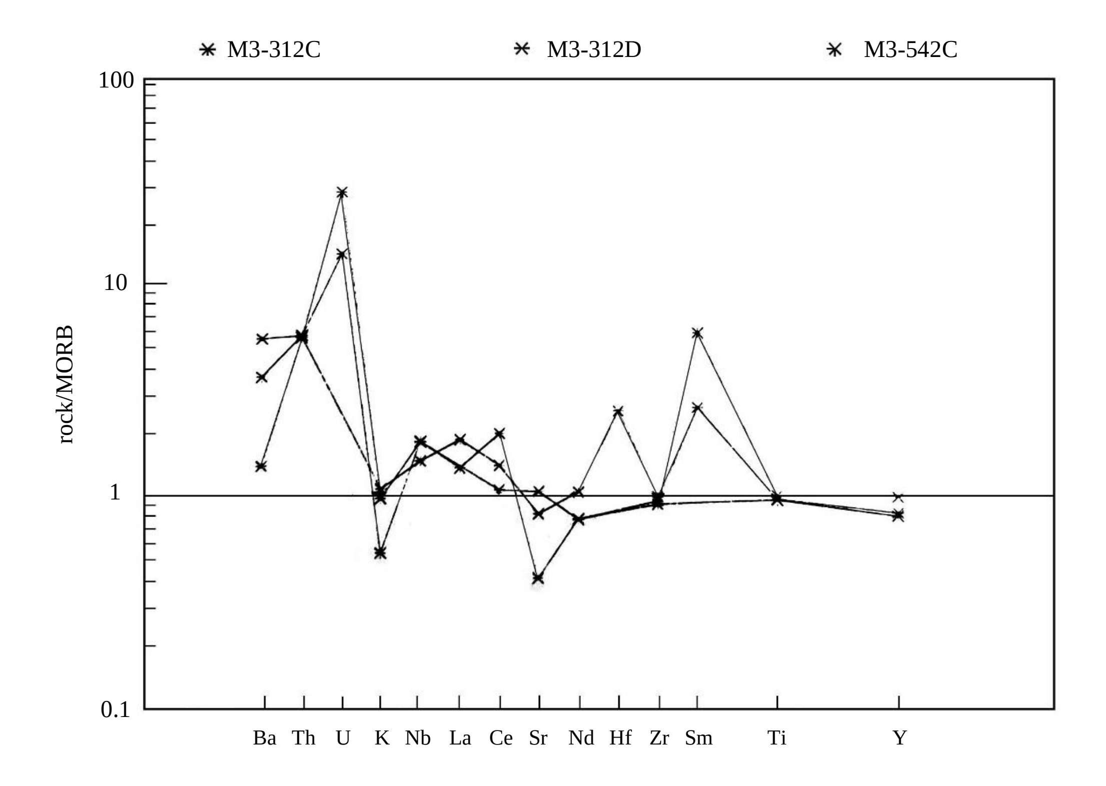


Figura 31. Diagrama spider (roca/MORB) de rocas de la Unidad Pallatanga

El diagrama spider para la Unidad Pallatanga presenta, con respecto al MORB Normal, enriquecimiento en U, enriquecimiento menor en Th, Hf, Sm, Nb, La; ligero empobrecimiento en K, Sr; valores iguales a la unidad para Nd, Zr, Ce, Ti, Y. En general, los valores de Ce hacia la derecha son similares a los del MORB; no obstante, se observa cierto fraccionamiento en las Tierras Raras ligeras en relación a las Tierras Raras pesadas, lo que podría ser causado por la presencia de olivino, ortopiroxeno, clinopiroxeno. Los valores altos para U, igual que en las otras dos unidades, implican fuerte alteración hidrotermal (Albarede y Michard, 1986), confirmando lo observado petrográficamente.

Las Figuras 32 y 33 comparan los elementos trazas no compatibles de Macuchi, Arrayanes y Pallatanga con los promedios de los basaltos de islas oceánicas (OIB).

En la Figura 32 se observa que los valores de los elementos no compatibles para los basaltos de islas oceánicas son prácticamente todos mayores que los respectivos para las unidades Arrayanes y Macuchi. Esto indica que la probabilidad de que OIB sea la fuente para ellas es muy escasa. El enriquecimiento de elementos incompatibles en OIB con respecto a MORB podría sugerir que litósfera continental reciclada pueda ser un componente para el magmatismo de basaltos de isla oceánica (McKenzie y (O’Nions, 1983).

La Figura 33 permite ver un empobrecimiento de Pallatanga con respecto a OIB en todos los elementos incompatibles, lo que hace muy remota la probabilidad de que OIB sea el lugar de emplazamiento tectónico a pesar del diagrama FeO*-MgO-Al_2O_3 de la Figura 15.

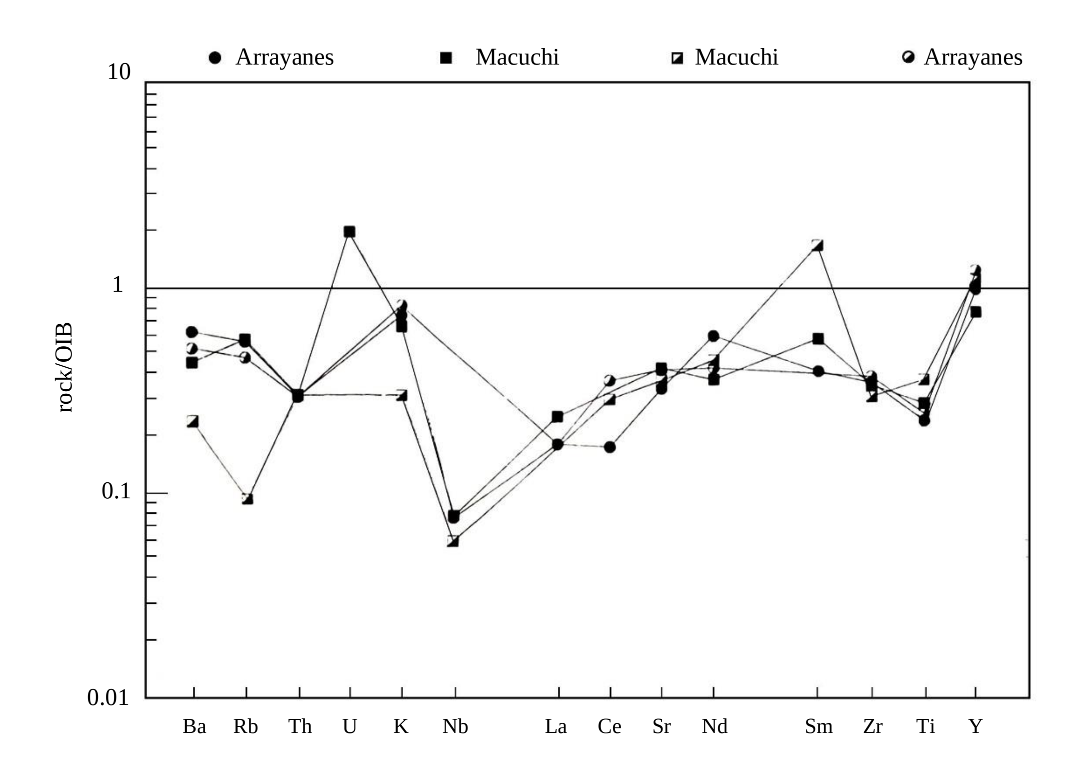


Figura 32. Diagrama spider (roca/OIB) de rocas de las unidades Arrayanes y Macuchi

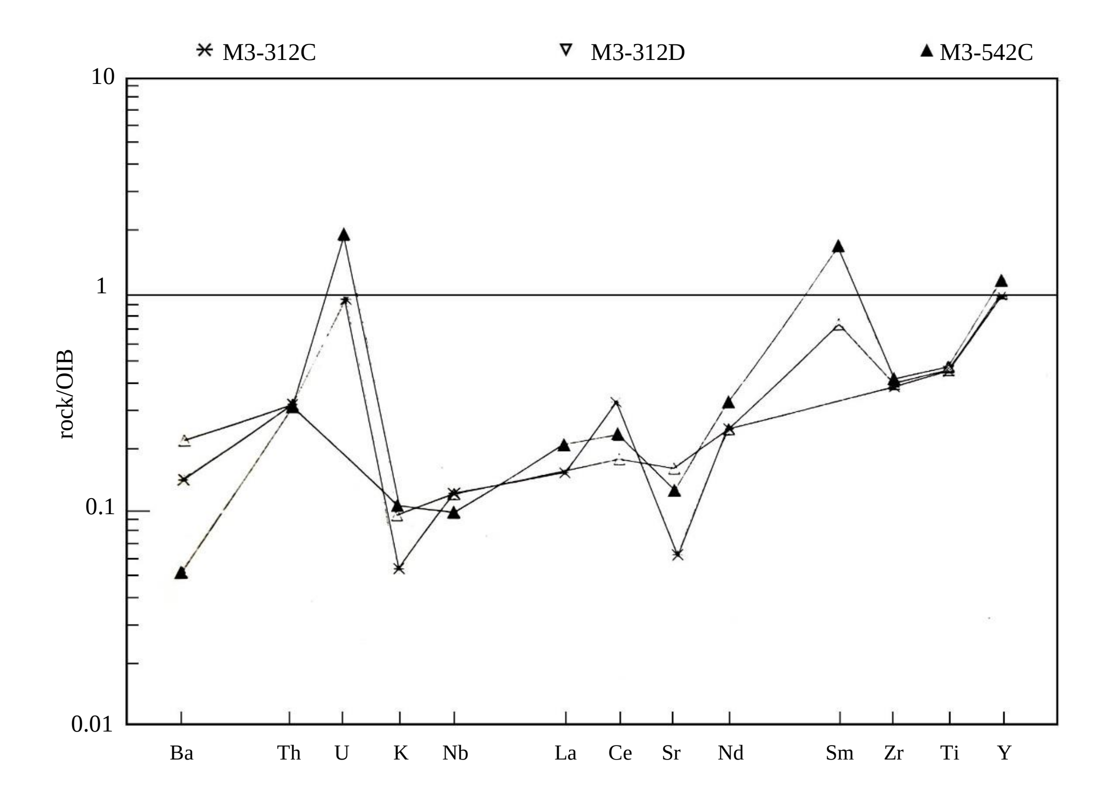


Figura 33. Diagrama spider (roca/OIB) de rocas de la Unidad Pallatanga

Comparando la distribución de elementos no compatibles en Macuchi y Arrayanes con datos promedio para arcos de islas oceánicos (Sun, 1980) se observa que para Macuchi, los valores de elementos LIL (Ba, K, Sr), a más de Y son similares a los de IAT; en tanto que Nb, La, Ce, Nd son ligeramente enriquecidos (Fig. 34). Arrayanes (Fig. 35) presenta un mayor enriquecimiento en elementos móviles e inmóviles, sobre todo Ce, Nd, Y, y se asemeja más a un basalto de arco de islas con afinidad calco-alcalina (Fig. 36) donde los elementos móviles (Rb, Ba, K, Th, Ti) y Ce son prácticamente 1, en tanto hay un ligero enriquecimiento en elementos inmóviles (Nb, Nd, Zr) y Tierras Raras (Nb-Y). El diagrama correspondiente para Macuchi (Fig. 37) muestra un ligero enriquecimiento en elementos inmóviles (Nb-Nd-Zr-Y) y empobrecimiento en elementos móviles (Rb-Ba-K-Sr) y Ce.

La Figura 38 es un diagrama extendido de incompatibilidad de Tierras Raras (modificado de Anders y Grevesse, 1989). Se ve para Macuchi un ligero empobrecimiento en Tierras Raras ligeras y para Arrayanes un ligerísimo enriquecimiento en las mismas. Se observan también anomalías negativas para Nb y Ti, lo que es característico de rocas ígneas relacionadas con subducción (Wood et al., 1979; Briqueu et al., 1984). El modelo es compatible en abundancia de elementos y forma con un arco de islas toleítico para Macuchi y toleítico con cierta afinidad calco-alcalina para Arrayanes (Wilson, 1989). La misma conclusión se obtiene de diagramas spider normalizados a condritas (Figs. 39-40).

El diagrama spider para Pallatanga se asemeja más a MORB (Fig. 31) que a toleíta de arco de islas (Fig. 41); en efecto, los valores para Ce, Sr, Nd, Zr, Ti, Y, prácticamente coinciden con los del MORB, en tanto que comparados con IAT, los elementos móviles son menores y los inmóviles y Tierras Raras mayores.

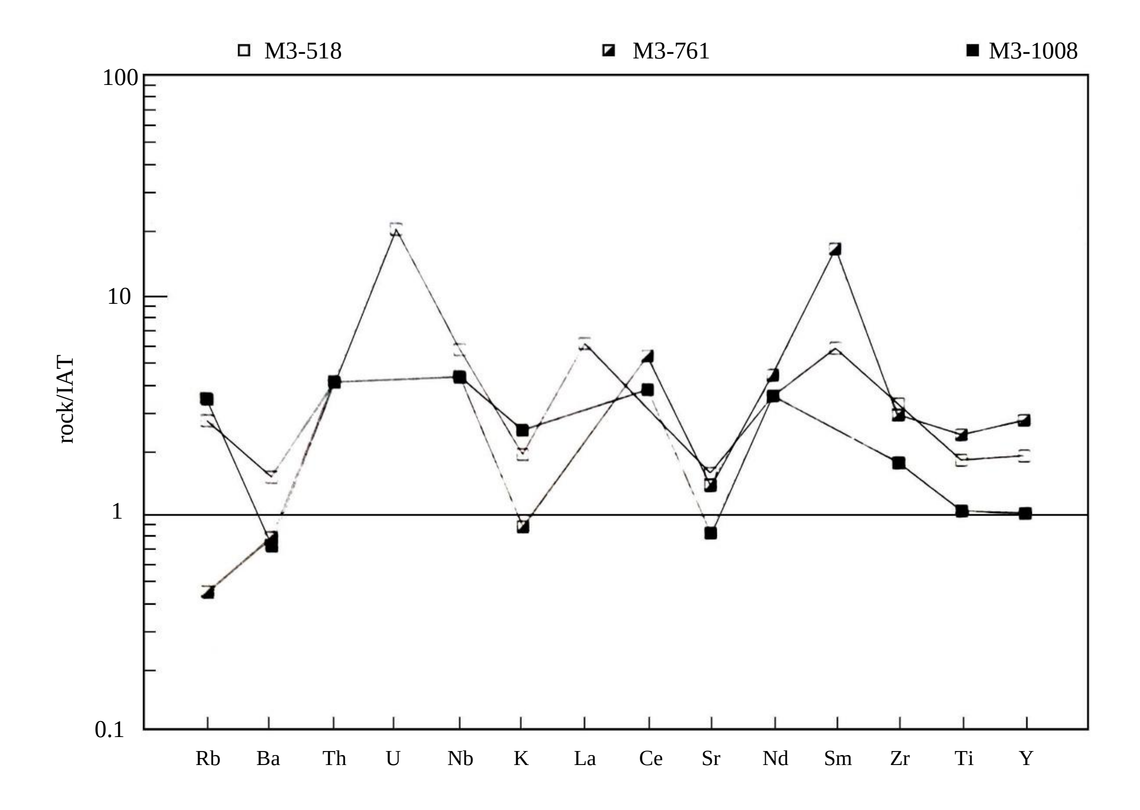


Figura 34. Diagrama spider (roca/IAT) de rocas de la Unidad Macuchi

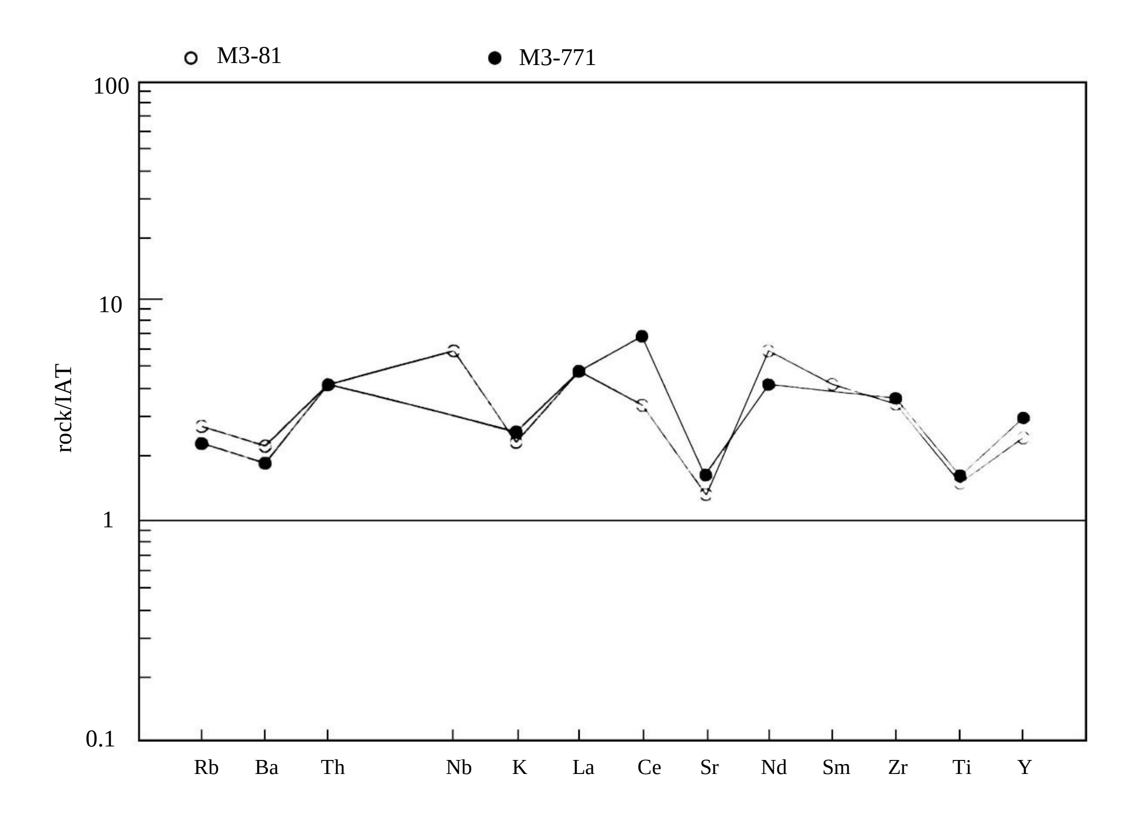


Figura 35. Diagrama spider (roca/IAT) de rocas de la Unidad Arrayanes

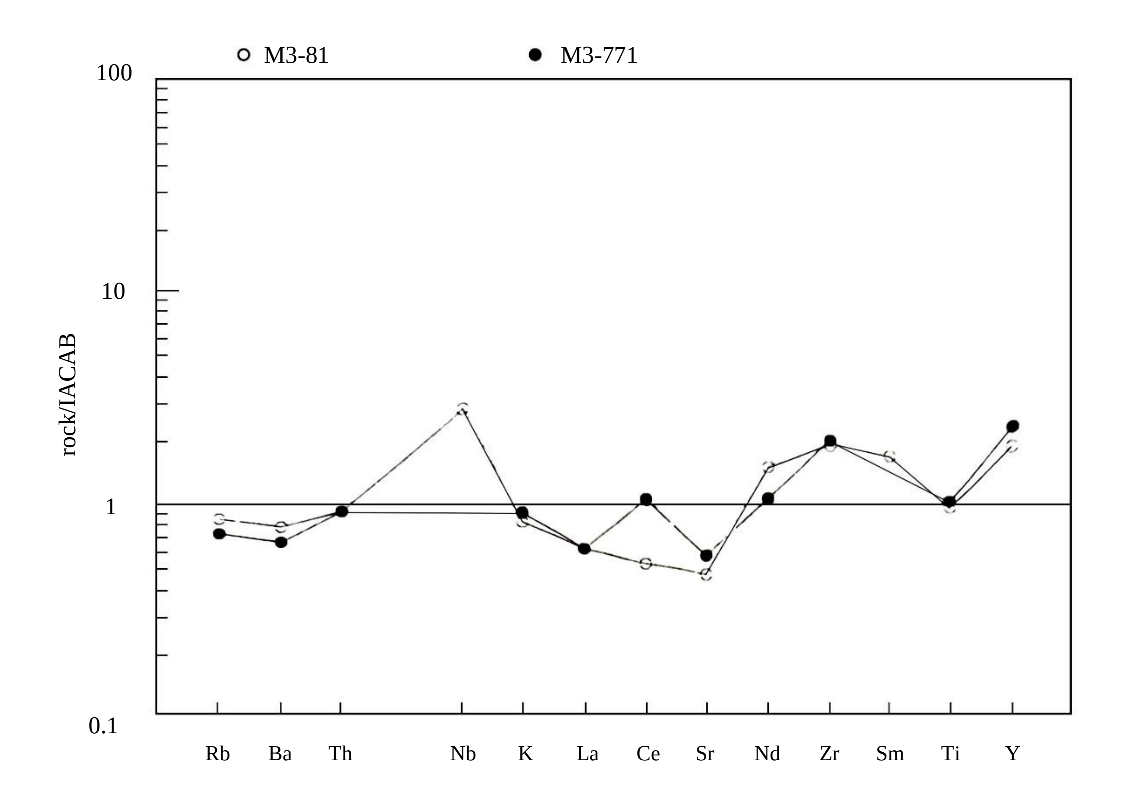


Figura 36. Diagrama spider (roca/IACAB) de rocas de la Unidad Arrayanes

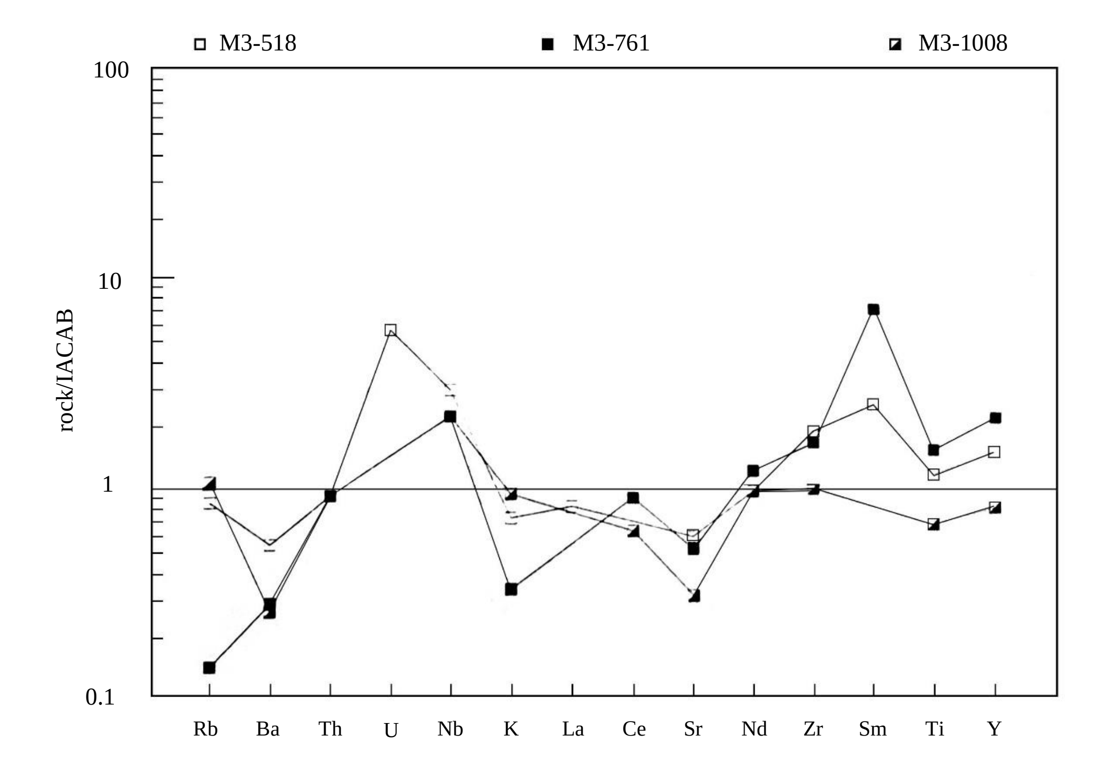


Figura 37. Diagrama spider (roca/IACAB) de rocas de la Unidad Macuchi

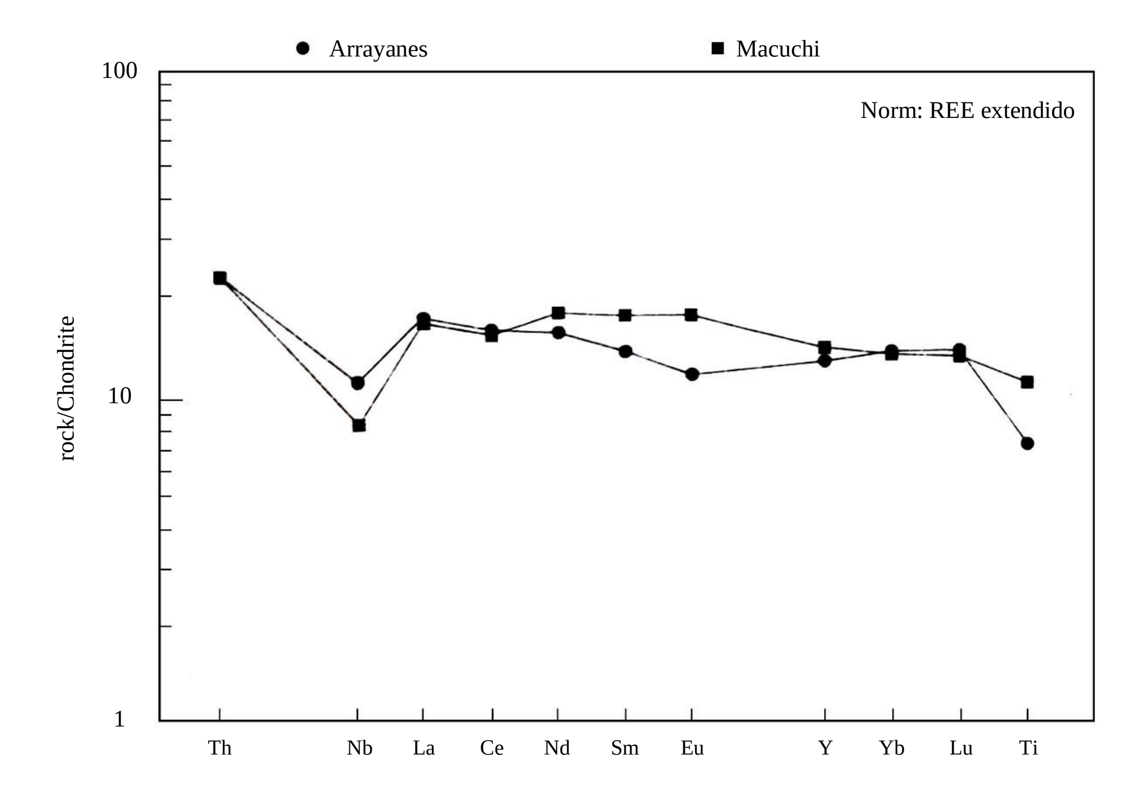


Figura 38. Diagrama extendido de incompatibilidad de tierras raras (REE) (roca/condrita) para las unidades Arrayanes y Macuchi

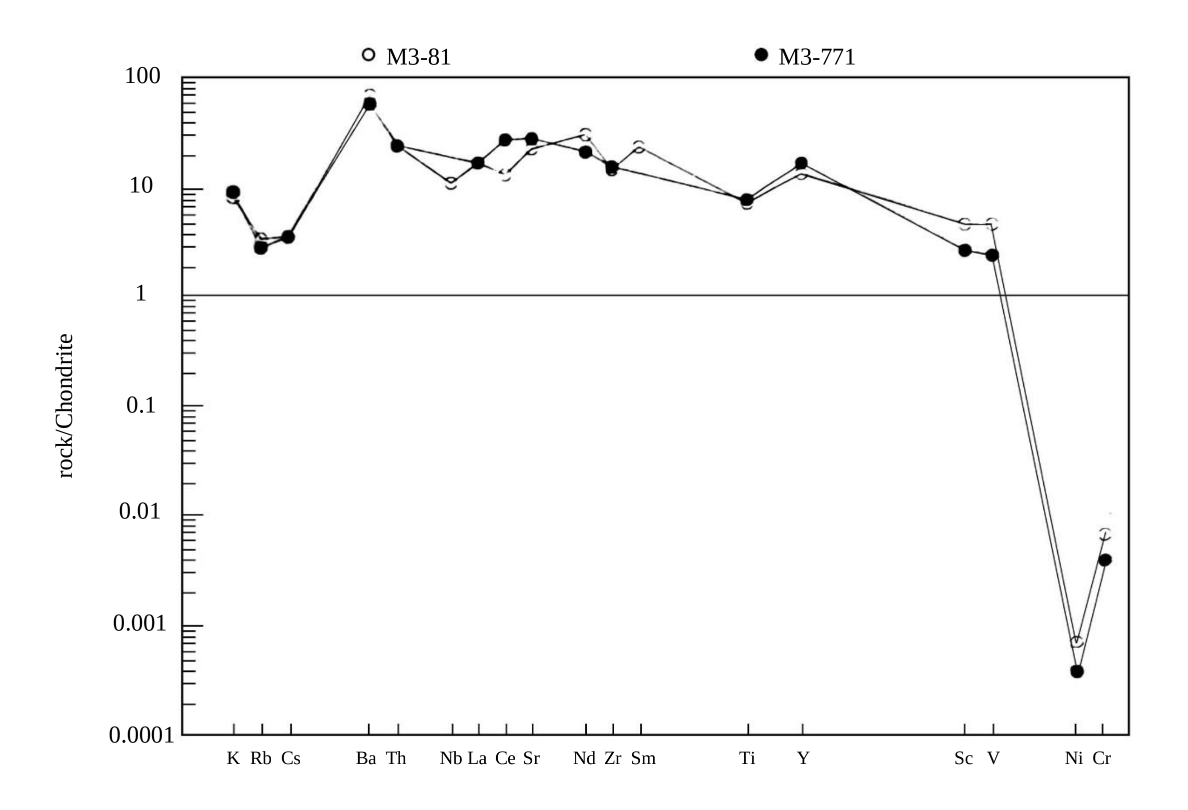


Figura 39. Diagrama spider (roca/condrita) de rocas de la Unidad Arrayanes

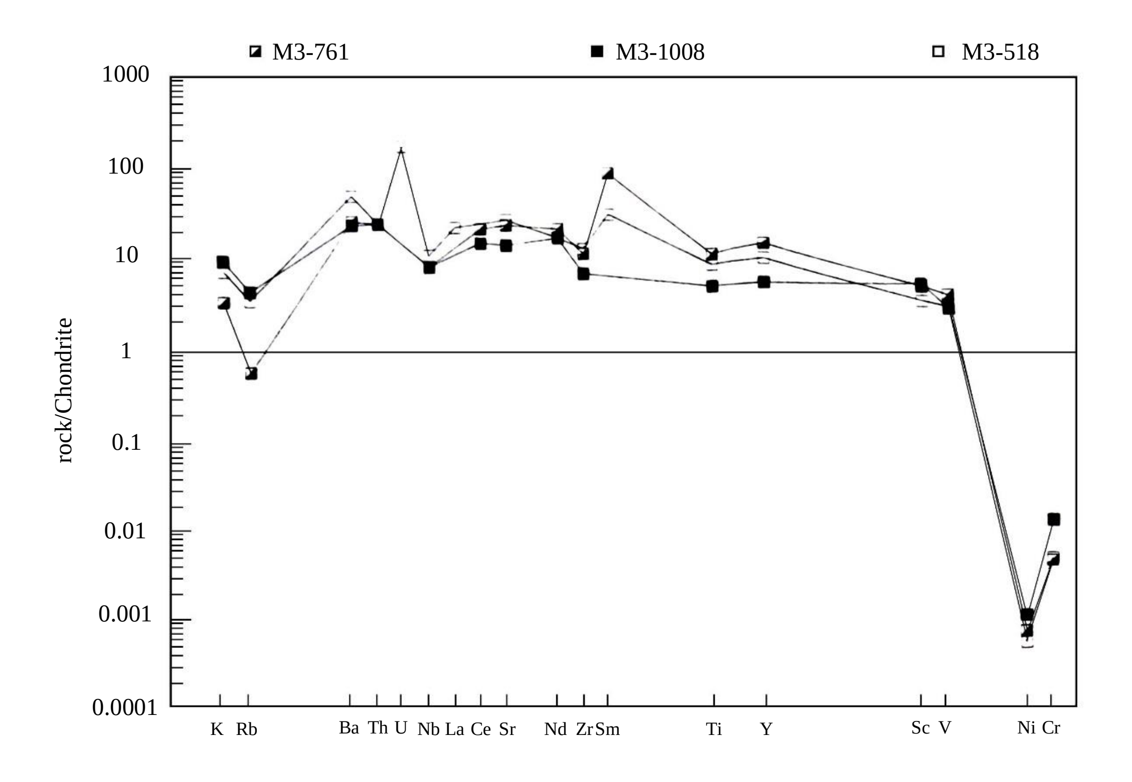


Figura 40. Diagrama spider (roca/condrita) para rocas de la Unidad Macuchi

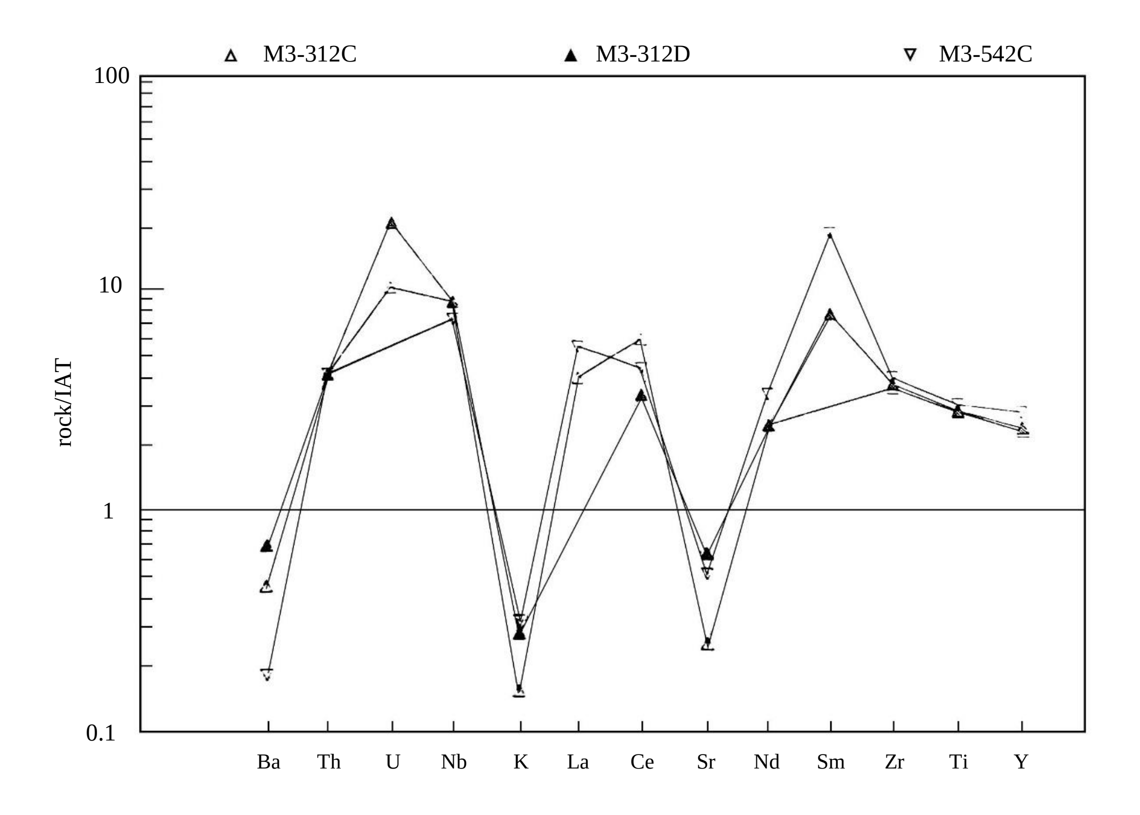


Figura 41. Diagrama spider (roca/IAT) para rocas de la Unidad Pallatanga

En la Figura 42 puede observarse que el patrón de incompatibilidad es relativamente consistente con el correspondiente al MORB. Hay un enriquecimiento en todo el rango de elementos traza con excepción de Ni y Cr.

Cuando se comparan los elementos trazas de Pallatanga con los de P-MORB se obtiene una mayor similitud. Esto puede deberse a que P-MORB y piso oceánico prácticamente son MORB igualmente enriquecidos.

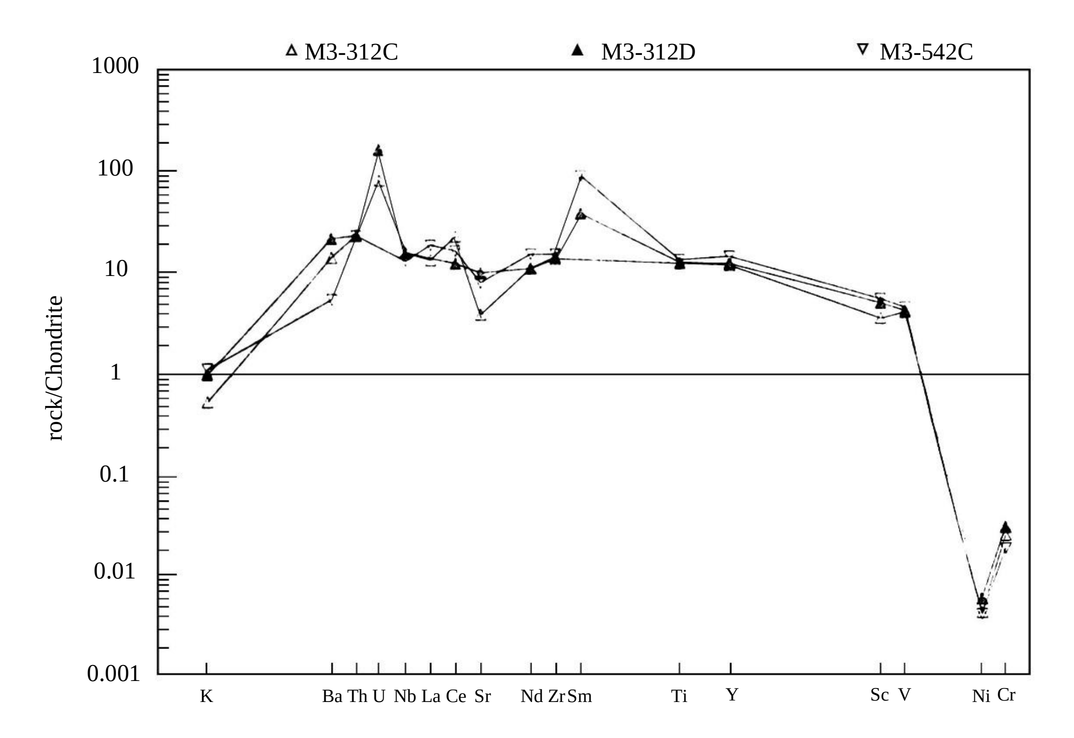


Figura 42. Diagrama spider (roca/condrita) de rocas de la Unidad Pallatanga

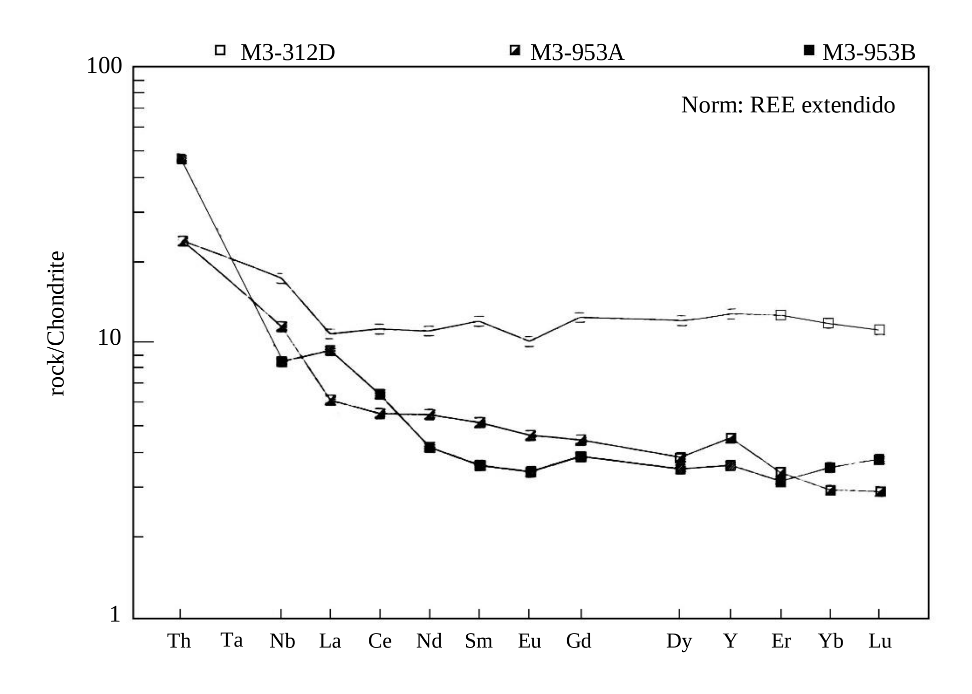


Figura 43. Diagrama extendido de incompatibilidad de tierras raras (roca/condrita) para la unidad Pallatanga

El diagrama de la Figura 43 es de incompatibilidad de Tierras Raras para la Unidad Pallatanga. Se observa que la concentración de Tierras Raras es del Orden de 10×condrita o menos, lo cual es característico de basaltos primitivos (los basaltos diferenciados pueden contener hasta 10×condrita; Wilson, 1989). Una muestra presenta no fraccionamiento de Tierras Raras, mientras otras dos son ligeramente enriquecidas en Tierras Raras ligeras. Los basaltos de Pallatanga son no fraccionados, aunque se observa cierta tendencia para una pequeña anomalía negativa de Eu (fraccionamiento de plagioclasa). La razón $(La/Sm)_N$ es cercana a 1, lo cual no permite distinguir entre MORB tipo N o P. El diagrama deja ver un enriquecimiento en Nb y Ta que indica que las rocas no están relacionadas con subducción y son compatibles con MORB.

IV. CONCLUSIONES

Aunque los análisis químicos son relativamente escasos, es posible obtener algunas conclusiones del estudio geoquímico.

Los granitoides que afloran en la región estudiada son geoquímicamente muy uniformes. Todos clasifican de granodioritas a tonalitas y se agrupan en el borde entre los dos campos. Son mayoritariamente granitoides meta-alumínicos que tienen como fases esenciales biotita y hornblenda y que en los diagramas plotean muy cerca al borde del campo peralumínico; de hecho, unos pocos caen en este campo y tienen a biotita como fase máfica esencial. Todos son granitos de tipo orogénico y más concretamente originados en un ambiente geotectónico de arco volcánico.

Las rocas máficas se agrupan en las unidades Arrayanes, Macuchi y Pallatanga. Adicionalmente, hay varios afloramientos de gabroides indiferenciados que tanto en el campo como petrográfica y químicamente tienen fuertes afinidades con Macuchi.

Las unidades Arrayanes y Macuchi geoquímicamente son parecidas, pero en varios diagramas se agrupan en campos definidos aun cuando éstos correspondan a un mismo ambiente tectónico o nomenclatura. Las rocas de Macuchi son primordialmente basaltos y andesitas basálticas; las de Arrayanes, andesitas basálticas y andesitas. Las dos son rocas basálticas primitivas que sugieren un ambiente tectonomagmático de arco de islas oceánico. Macuchi tiene un carácter toleítico de basalto de bajo K bastante definido aun cuando se nota cierta afinidad calco-alcalina. En Arrayanes, esta afinidad es mucho más pronunciada y podría deberse a que constituye una fase más madura del mismo arco o un arco posterior más contaminado por corteza continental. Las mismas conclusiones se obtienen del análisis de diagramas spider. La incompatibilidad de elementos traza con respecto a las normas N-MORB y OIT corresponde a un ambiente de arco de islas oceánico algo contaminado para Macuchi y considerablemente más contaminado para Arrayanes. Igual sugieren los diagramas extendidos de incompatibilidad de Tierras Raras con respecto a condritas en los que se aprecia un claro componente de subducción.

La Unidad Pallatanga se clasifica como toleíta relacionada con el MORB, su química es diferente a las de Macuchi y Arrayanes. Los diagramas spider muestran similitud con N-MORB y P-MORB, especialmente con N-MORB, aunque es notoria cierta contaminación por corteza y por fase fluida. Los diagramas de Tierras Raras indican que son basaltos primitivos y no presentan ningún componente de subducción.

En conclusión, las rocas máficas de Macuchi y Arrayanes son toleítas de bajo K formadas en margen de placa destructiva. Arrayanes es enriquecida en Zr, pero las dos tienen cierta afinidad calco-alcalina que es mayor en Arrayanes. La distribución de elementos mayores y traza es compatible con un ambiente geotectónico de Arco de Islas Oceánico. Similar conclusión puede obtenerse para la Unidad Macuchi con el análisis mineralógico de los piroxenos (Aguirre y Atherton, 1987).

La Unidad Pallatanga tiene un ambiente tectónico diferente al de las otras unidades estudiadas. Las evidencias geoquímicas y petrográficas sugieren un MORB algo alterado, con afinidades a MORB transicional y piso oceánico. La interpretación preferida es que provienen de piso oceánico, interpretación que se refuerza por la cercana similitud geoquímica que tiene con la Formación Piñón.

V. REFERENCIAS

ALBAREDE F. and MICHARD A., (1986) Transfer of continental Mg, S, O and U to the mantle through hydrothermal alteration of the oceanic crust, Chem. Geol. 57, 1-15.

ANDERS E. and GREVESSE N. (1989) Abundances of the elements: meteoric and solar, Geochim. Cosmochim. Acta 53, 197-214.

ARCULUS R. J., and POWELL R. (1986) Source component mixing in the regions of arc magma generation, Jour. Geophys. Res. 91, 5913-5926.

AGUIRRE L. and ATHERTON M. P. (1987) Low grade metamorphism and geotectonic setting of the Macuchi Formation, Western Cordillera of Ecuador. *Journal of Metamorphic Geology*, **5**, 473-494.

BAEDKE S. J. and THOMPSON T. A. (1993) Triplot 2.0, Indiana University, Bloomington, U.S.A.

BRIQUEU L., BOUGAULT H. and JORON J. L. (1984) Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implications. *Earth and Planetary Science Letters,* **68**, 297-308.

BROWN G. C., THORPE R. S. and WEBB P. C. (1984) The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources, *Journal Geological Society, London*, **141**, 413-426.

CLARKE D. (1994) NewPet for DOS Centre for Earth Resources Research, Department of Earth Sciences, Memorial University of Newfoundland.

DEBON F. and LE FORT P. (1983) A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations, Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences, 73, 135-149.

IRVINE T. N. and BARAGAR W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *American Journal of Earth Sciences,* **8**, 523-548.

LE MAITRE R. W (1989) A classification of Igneous Rocks and glossary of terms Blackwell Publications London, 193p.

LEBRAT M. (1985) Caractérisation géochimique du volcanisme anté-orogénique de l'Occident Equatorien : implications géodynamiques. Unpubl. Ph. D. Thesis. Centre Geologique et Geophysique de Montpellier. 119p.

MANIAR P. D. and PICCOLI P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids, Geological Society of America Bulletin, 101, 635-643.

McKENZIE D. and O'NIONS R. K. (1983) Mantle reservoirs and ocean island basalts. Nature, 301, 229-231.

MIDDLEMOST E. A. K. (1985) Magmas and Magmatic Rocks. Longman Group Limited, Essex.

MIYASHIRO A. (1974) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins, American Journal of Science, 271, 321-355.

MIYASHIRO A., AKI K. and CELAL SENGOR A. M. (1982) Orogeny, Wiley & Sons, Chichester, 242 p.

MULLEN E. D. (1983) $MnO/TiO_2/P_2O_5$: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis, Earth and Planetary Science Letters, 62, 53-62.

PEARCE J. A. (1975) Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, **25**, 41-77.

PEARCE J. A. and CANN J. R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses, Earth and Planetary Science Letters, 19, 290-300.

PEARCE J. A., GORMAN B. E. and BIRKETT T. C. (1977) The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks, Earth and Planetary Science Letters, 36, 121-132.

PEARCE J. A., HARRIS N. B. W. and TINDLE A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**, 956-983.

SUN S. S. (1980) Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs, Phil. Trans. R. Soc. A297, 409-445.

THOMPSON R. N., MORRISON M. A., HENDRY G. L. and PARRY S. J. (1984) An assessment of the relative roles of a curst and mantle in magma genesis: an elemental approach,

WHALEN J. B., CURRIE K. L. and CHAPPELL B. W. (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions Mineralogy and Petrology*, **95**, 407-419.

WINCHESTER J. A. and FLOYD P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, Chemical Geology, 20, 325-343.

WOOD D. A. (1980) The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Scientific Letters*, **50**, 11-30.

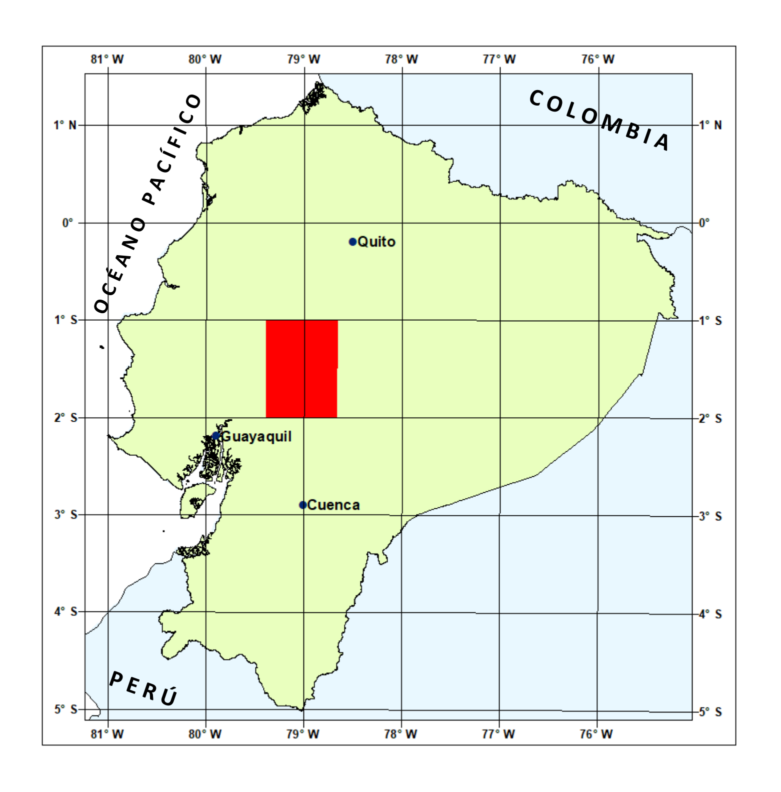
WOOD D. A., JORON J. L., and TREUIL M. (1979) A Re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. Earth Planet, Sci. Lett. 45, 326-336.

WILSON M. (1989) Igneous Petrogenesis, Chapman & Hall, London, 466p.

ANEXO 3 DEL INFORME:

GEOLOGÍA DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL
DEL ECUADOR
ENTRE 1°00’ Y 2°00’S

GEOCRONOLOGÍA



PROGRAMA DE INFORMACIÓN Y CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA
(UBICACIÓN DEL ÁREA DEL MAPA 3)

W. MCCOURT
P. DUQUE
L. PILATASIG

QUITO, 1997

Tabla 1. Geocronología con el método Potasio-Argón

Muestra #	Hoja Topográfica	UTMX	UTMY	Unidad/Intrusivo	Mineral	Edad (Ma)
M3-308	Angamarca	7282	98855	Dique	Hornblenda	23.65 ± 0.35
M3-103	Guaranda oeste	7037	98159	Plutón Telimbela	Biotita	21.37 ± 0.26 21.42 ± 0.26 (21.40 ± 0.19)
M3-103	Guaranda oeste	7037	98159	Plutón Telimbela	Hornblenda	19.80 ± 0.27 20.76 ± 0.58 (19.97 ± 0.36)
M3-137	El Corazón	7246	98739	Plutón El Corazón	Biotita	15.82 ± 0.19 15.82 ± 0.19 (15.82 ± 0.19)
M3-137	El Corazón	7246	98739	Plutón El Corazón	Hornblenda	16.06 ± 0.23 16.08 ± 0.52 (16.06 ± 0.21)
M3-209	San Miguel de Bolívar	7073	97984	Plutón Las Guardias	Biotita	33.57 ± 0.41 33.18 ± 0.40 (33.37 ± 0.29)
M3-209	San Miguel de Bolívar	7073	97984	Plutón Las Guardias	Hornblenda	34.69 ± 0.47 32.81 ± 0.88 (34.27 ± 0.78)
M3-272A	Villa La Unión	7362	98002	Pórfido Juan de Velasco	Hornblenda	10.06 ± 0.19 10.28 ± 0.69 (10.08 ± 0.18)
M3-480	El Corazón	7213	98676	Plutón El Corazón	Biotita	10.82 ± 0.63
M3-482	Moraspungo	7208	98686	Plutón El Corazón	Hornblenda	13.97 ± 0.21 14.89 ± 0.46 (14.13 ± 0.35)
M3-620	Ventanas	6911	98358	Plutón Echeandía	Biotita	23.14 ± 0.79
M3-639	San José de Camarón	7061	98458	Plutón Chazo Juan	Biotita	21.16 ± 0.25 21.16 ± 0.25 (21.16 ± 0.25)
M3-639	San José de Camarón	7061	98458	Plutón Chazo Juan	Hornblenda	19.61 ± 0.28 18.94 ± 0.71 (19.52 ± 0.26)
M3-656	San José de Camarón	7137	98347	Plutón Chazo Juan	Hornblenda	22.98 ± 0.34 23.36 ± 0.57 (23.08 ± 0.29)
M3-685	Ventanas	6825	98371	Plutón Echeandía	Biotita	26.49 ± 0.73
M3-763	Simiátug	7244	98672	Plutón El Corazón	Hornblenda	14.90 ± 0.31 13.04 ± 1.32 (14.80 ± 0.41)
M3-773	Ventanas	6893	98428	Plutón Echeandía	Hornblenda	25.53 ± 0.33 25.73 ± 0.55 (25.58 ± 0.28)
M3-788	Guaranda oeste	7069	98159	Plutón Telimbela	Biotita	19.11 ± 0.79
M3-851	San Miguel de Bolívar	6987	98043	Plutón Balzapamba	Hornblenda	33.16 ± 0.43 32.74 ± 0.88 (33.08 ± 0.39)
M3-889	Chillanes	6986	97838	Plutón Undushig	Biotita	25.46 ± 0.31 25.37 ± 0.31 (25.42 ± 0.22)
M3-889	Chillanes	6986	97838	Plutón Undushig	Hornblenda	23.93 ± 0.34 25.01 ± 0.83 (24.08 ± 0.38)
M3-973	Angamarca	7226	98732	Plutón El Corazón	Hornblenda	14.89 ± 0.20 14.59 ± 0.46 (14.84 ± 0.18)

Nota: Edades calculadas usando las constantes de 1976 de la IUGS (Steiger & Jager, 1977)
(14.84 ± 0.18) indica la edad promedio ponderada

Tabla 2. Geocronología con el método de trazas de fisión

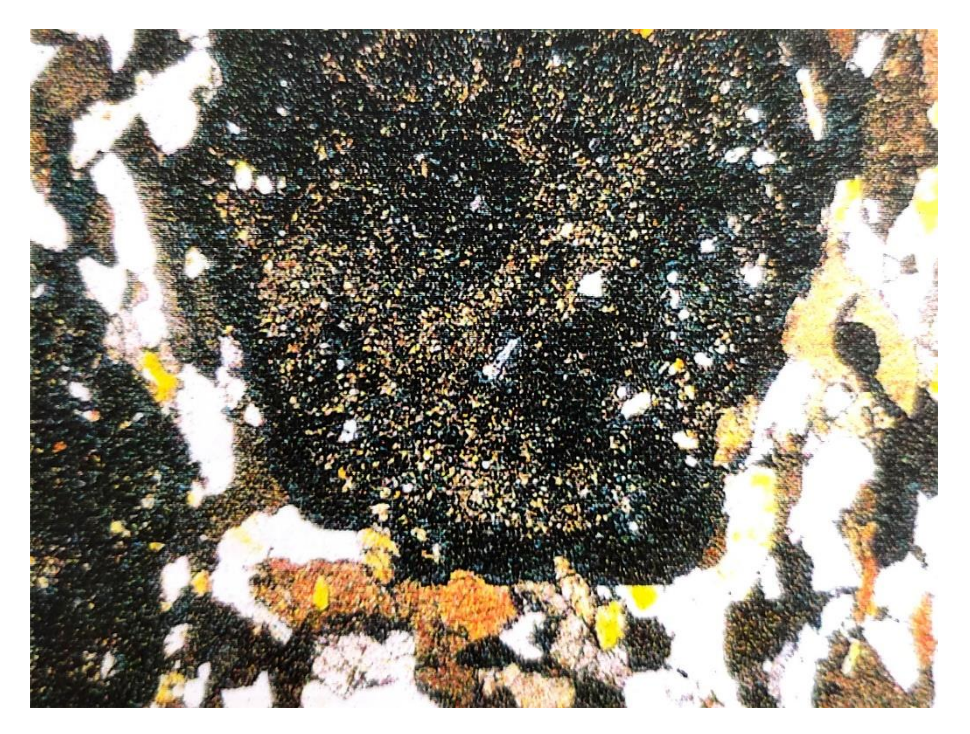
Muestra #	Hoja Topográfica	UTMX	UTMY	Unidad/Intrusivo	Mineral	Edad (Ma)
M3-961	Guamote	7539	97910	Grupo Saraguro	Zircón	24.4 ± 1.1
M3-977	Angamarca	7497	98821	Grupo Saraguro	Zircón	16.8 ± 1.4

Nota: Edades calculadas usando las constantes de 1976 de la IUGS (Steiger & Jager, 1977)

ANEXO 4 DEL INFORME:

GEOLOGÍA DE LA CORDILLERA OCCIDENTAL
DEL ECUADOR
ENTRE 1°00' Y 2°00'S

DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS



PROGRAMA DE INFORMACIÓN Y CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA
(UBICACIÓN DEL ÁREA DEL MAPA 3)

W. MCCOURT
P. DUQUE
L. PILATASIG

QUITO, 1997

Muestra	UTMX	UTMY	Unidad	Tipo de roca	Descripción	Minerales
M3-LP-8646	0	0		Arenisca	Roca clástica; grano fino	arc-qtz-plg-opq
M3-LP-7848A	0	0		Basalto	Roca masiva, finogranular, equidimensional	plg-vidrio-px-chl-epdt-opq
M3-BX-166	7394	98200	Apagua	Arenisca	Roca gris, finogranular, buen sorteo, pocos máficos	qtz-bio-arc-opq-ms-plg-chl
M3-PD-163	7359	98224	Apagua	Arenisca	Roca gris, finogranular, masiva, buena estratificación, horizontes menores de lutita	qtz-ms-chl-opq-bio-plg-cc
M3-PD-440	7311	97976	Apagua	Arenisca	Roca gris, clástica, grano fino	clastos: qtz-plg-ms-epdt-opq; matriz: arc
M3-BX-97	7114	98245	Apagua	Arenisca micácea	Roca gris, finogranular, ligeramente clástica	cemento: qtz; clastos finos: qtz-bio-opq
M3-PD-361A	7251	97921	Apagua	Limolita silícea	Roca negra, grano fino, fracturada, desarrollo de clivaje tectónico	arc-qtz-opq-epdt-ms
M3-PD-290	7370	98100	Apagua (?)	Arenisca	Roca gris, finogranular, crudamente estratificada	qtz-arc-opq-ms-bio
M3-PD-438	7302	97968	Apagua (?)	Arenisca	Roca gris, clástica, grano medio, impura, prácticamente no cemento	líticos-qtz-px (aug di)-cc-plg-opq-bio-ms-fósiles(?)
M3-LP-1053B	7278	98053	Apagua (?)	Lutita	Roca gris, diaclasada, ferruginosa, grano fino a medio	arc-opq-qtz-cc-epdt
M3-PD-726	7078	98264	Arrayanes	Andesita	Roca gris verde, porfirítica, grano medio en matriz finogranular	fenocristales: plg (An_{52})-amph (hb)-opq; matriz: plg
M3-PD-725	7060	98266	Arrayanes	Andesita basáltica	Roca gris porfirítica, grano medio en matriz finogranular	fenocristales: plg (An_{54})-amph (hb)-opq-epdt; matriz: plg
M3-PD-771	7029	98319	Arrayanes	Andesita basáltica	Roca negra verdosa, porfirítica, matriz finogranular	fenocristales: plg (An_{60})-cpx (aug di)-opq-serp; matriz: plg-chl-opq (vidrio devitrificado)
M3-PD-98	7102	98153	Arrayanes	Andesita basáltica	Roca verde, porfirítica, matriz grano medio, intersertal	fenocristales: plg (An_{60}); matriz: plg-amph-cpx-chl-opq
M3-LP-1035	7156	98462	Arrayanes	Arenisca	Roca gris, finogranular, clástica, clastos angulares de cuarzo en matriz arcillosa	clastos: qtz-opq-ms: matriz: arc
M3-PD-192	7113	97877	Arrayanes	Arenisca	Roca finogranular, intercalada con lutita no calcárea	clastos: qtz-opq; cemento: arc
M3-PD-198	7049	97870	Arrayanes	Arenisca	Roca verde, clástica, finogranular	clastos: epdt-qtz-chl-cpx: matriz: qtz-chl-epdt
M3-PD-456A	7053	97879	Arrayanes	Arenisca	Roca crema, masiva, clástica, grano fino a medio	qtz-chl-ms-plg ($An_{32?}$)-opq-bio-cc
M3-PD-82	7051	98353	Arrayanes	Arenisca micácea	Roca negra, finogranular, ligeramente porfiroclástica	cristales: qtz-ms-opq-bio (?); matriz: qtz-material carbonáceo
M3-PD-198B	7049	97870	Arrayanes	Arenisca volcánica	Roca clástica, grano fino	clastos: qtz-epdt-plg-cc; matriz: arc
M3-PD-456	7053	97879	Arrayanes	Arenisca volcánica	Roca verde, porfiroclástica, alterada	clastos: epdt-plg-qtz-líticos-cc; matriz: chl
M3-PD-894	7011	97798	Arrayanes	Arenisca volcánica	Roca verde, estratificada, ligeramente silicificada, clástica, grano fino	clastos: qtz-epdt-chl-cc-opq; matriz: arc-plg
M3-PD-807	7098	97853	Arrayanes	Arenisca volcánica (?)	Roca verde-gris, porfiroclástica, clastos recristalizados en matriz verde	clastos: qtz-epdt-plg-opq; matriz: piribol(?)-epdt(?)
M3-PD-816	7057	98108	Arrayanes	Arenisca volcánica (?)	Roca verde, finogranular, clástica, ligeramente recristalizada	clastos: qtz-plg-chl-opq; matriz: chl-plg (vidrio devitrificado)
M3-BX-120	6993	97997	Arrayanes	Basalto	Roca negra, porfirítica, matriz finogranular, alterada	matriz: plg-vidrio devitrificado; fenocristales: plg saus-px (aug)-epdt(s)-serp(s)-opq
M3-BX-121	6976	98007	Arrayanes	Basalto	Roca negra, porfirítica	fenocristales: plg saus-cpx (aug di)-opx-alt. roja-epdt-opq; matriz: plg-epdt-px
M3-BX-128	7157	94894	Arrayanes	Basalto	Roca gris, porfirítica, matriz finogranular	fenocristales: plg (An_{62})-epdt(s)-chl(s)-cc(s)-qtz-opq-sph; matriz: vidrio devitrificado
M3-PD-81A	7044	98356	Arrayanes	Basalto	Roca negra, ligeramente porfirítica, matriz finogranular	plg-cpx (aug di)-amph (hb)-epdt (s)-opq
M3-PD-657	7135	98514	Arrayanes	Corneana (arenisca volcánica?)	Roca gris, ligeramente porfiroblástica, cierto aspecto de esquisto manchado	porfiroblastos: plg-epdt-bio-px-opq; matriz: qtz-bio
M3-PD-658B	7130	98523	Arrayanes	Corneana (arenisca volcánica?)	Bloques dentro de sec. sdmt, equidimensional, grano medio, no orientada, esc. porfiroblastos	porfiroblastos: epdt; matriz: qtz-plg-cc-opq-zr
M3-PD-724A	7024	98256	Arrayanes	Corneana (arenisca volcánica?)	Roca de grano medio, uniforme, no orientada	epdt-amph-cc (s)

Muestra	UTMX	UTMY	Unidad	Tipo de roca	Descripción	Minerales
M3-PD-827A	7085	98147	Arrayanes	Corneana (arenisca volcánica?)	Roca parcialmente fundida, aspecto porfirítico, matriz verde afanítica	blastos: cc-plg-qtz; matriz: amph-chl-opq-plg
M3-PD-704	7047	98018	Arrayanes	Corneana (arenisca)	Textura porfirítica, fenocristales grandes de cuarzo y menores de epidota en matriz criptocristalina	blastos: qtz-bio-epdt; matriz: qtz-chl (esc)
M3-PD-709	7030	98052	Arrayanes	Corneana (arenisca)	Alotriomórfica, grano medio, cristales de cuarzo con epidota intersertal	qtz-epdt-opq
M3-PD-90A	7170	98355	Arrayanes	Corneana (arenisca)	Roca verde, finogranular, masiva	qtz-ms-opq-chl
M3-RV-105	7007	98186	Arrayanes	Corneana (epidosita)	Grano medio, masiva	epdt (2Vx~80)-qtz; ga en muestra de mano
M3-PD-699	7051	97989	Arrayanes	Corneana (roca tobácea)	Roca verde, porfiroblástica, blastos de grano medio en matriz finogranular	blastos: plg-qtz-px-bio; matriz: plag-ms-opq
M3-PD-862	7125	97791	Arrayanes	Limolita	Roca negra, finogranular, no orientada, escasos clastos, semiangular, algo > gr. restante	arc-qtz-plg-opq
M3-PD-69	7131	98523	Arrayanes	Lutita	Grano muy fino, silicificada, buen sorteo, textura orientada	arcilla-mat. micáceo-opq-chl
M3-PD-774	7014	98260	Arrayanes	Toba cristalina	Roca negra-verde, porfirítica, grano fino, amígdalas cloritizadas	clastos: plg-cc (s), matriz: plg-opq-px; amígdalas: chl
M3-PD-99	7093	98153	Arrayanes	Toba cristalina	Roca silicificada, clástica, matriz finogranular	clastos: qtz-plg-opq-ms(s)-epdt(s); matriz: plg-qtz-vid (parcialmente devitrificado)
M3-BX-131	7064	98515	Arrayanes	Toba vítrea	Roca verde, finogranular, porfirítica	clastos: plg (An_{44})-opq; clastos: líticos volcánicos-máficos; matriz: plg
M3-PD-198A	7049	97870	Arrayanes	Toba vítrea	Roca clástica, grano medio, clastos angulares en matriz pardo-amarilla	qtz-plg-epdt(s)-pump(s)
M3-BX-74	7070	98505	Arrayanes	Toba vítrea basáltica	Roca verde, matriz finogranular, porfiroclástica	clastos: plg-px-epdt-chl-líticos basálticos; matriz: plg-vidrio
M3-PD-796	7077	98085	Arrayanes (?)	Corneana (hornblendita)	Roca gris, granoblástica, grano fino, cristales algo mayores de anfíbol bordeados por menores de serpentina	amph(eden)-serp-opq
M3-BX-993	6921	98881	Calope	Micro-cuarzodiorita	Roca porfirítica, fenocristales parcialmente fracturados en matriz de composición algo más ácida	amph(hb)-plg-qtz-opq-epdt(s)-chl(s)-cc(s)
M3-PD-977	7497	98821	Calpa	Andesita	Roca porfirítica, grano fino, traquítica (microlitos de plagioclasa orientados en subdominios)	fenocristales: plg (An_{38})-amph-opq-epdt(s); matriz: plg-opq-vidrio
M3-PD-967	7437	98215	Calpa	Toba vítrea	Roca gris, porfiroclástica, fragmentos de cristales y líticos en matriz vítrea	clastos: líticos-plg-px-ol-opq; matriz: vidrio-plg
M3-BX-114	7100	98256	Cuaternario	Basalto	Roca negra, ligeramente porfirítica, ligeramente alterada	fenocristales: plg-amph-epdt(s)-pirita(s); matriz: plg-opq-vidrio devitrificado
M3-BX-94	7155	98245	Cuaternario	Basalto	Roca gris, porfirítica, matriz finogranular, alterada	fenocristales: plg (An_{60})-px (aug di)-opq-chl(s)-epdt(s); matriz: plg-opq-chl
M3-PD-66A	7073	98713	Cuaternario	Traqui-andesita	Roca gris, porfirítica, alterada	fenocristales: plg (An_{38})-amph (hb)-san-qtz-opq; matriz: vidrio-preh
M3-PD-620	6911	98358	Echeandía	Granodiorita	Roca con textura alotriomórfica, granular, grano medio a grueso, cristales de cuarzo-feldespatos con biotita-anfíbol intersertal	qtz-plg (An_{40})-kfs-bio-amph (hb)-zr-opq
M3-PD-620A	6911	98358	Echeandía	Granodiorita	Roca con textura hipidiomórfica, granular, grano medio a grueso	plg (An_{44})-qtz-kfs-amph (hb)-bio-opq-sph
M3-PD-656	7137	98347	Echeandía	Granodiorita	Roca con textura hipidiomórfica, granular, grano medio a grueso	plg (An_{44})-qtz-kfs-amph (hb)-bio-opq
M3-PD-667	6875	98291	Echeandía	Granodiorita	Roca con textura hipidiomórfica, grano medio	plg (An_{40})-qtz-kfs-amph (hb)-bio-opq-zr
M3-PD-773	6893	98428	Echeandía	Granodiorita	Roca alotriomórfica, granular, grano medio algo alterada	plg (An_{44})-qtz-kfs-amph (hb)-bio-sph-opq-chl(s)-epdt(s)
M3-PD-87	7133	98346	Echeandía	Granodiorita	Roca hipidiomórfica, grano grueso	plg (An_{54})-qtz-kfs(?)-bio-hb-chl(s)-opq
M3-PD-688	6837	98325	Echeandía	Micro-tonalita	Roca porfirítica, fenocristales grano grueso a medio en matriz de grano fino a medio	plg (An_{54})-qtz-kfs-amph (hb)-bio-opq-zr-chl(s)
M3-PD-91	7173	98353	Echeandía	Micro-granito	Roca porfirítica, fenocristales grano medio, matriz finogranular	plg (An_{52})-qtz-hb-bio-opq-kfs(?)
M3-PD-695	6875	98226	Echeandía	Pegmatita	Roca de grano grueso, alotriomórfica, cristales de cuarzo con agujas de turmalina	qtz-tour(elbaita)-zr
M3-PD-619	6937	98407	Echeandía	Tonalita	Roca con textura hipidiomórfica, granular, grano medio, algo ofítica, alterada	plg (An_{47})-amph (hb)-qtz-bio-opq
M3-PD-621	6858	98354	Echeandía	Tonalita	Roca con textura hipidiomórfica, granular, grano medio, anfíbol aprx. intersertal	plg-qtz-amph (hb)-bio-opq-chl(s)
M3-PD-624	6853	98375	Echeandía	Tonalita	Roca con textura hipidiomórfica, granular, grano medio, intercrecimientos, espacios entre plagioclasa ocupados por anfíbol-biotita	plg (An_{45})-qtz-amph (hb)-bio-opq
M3-PD-639	7061	98458	Echeandía	Tonalita	Roca con textura alotriomórfica, granular, grano medio	plg (An_{45})-bio-cpx (aug di)-qtz-opq-epdt-zr
M3-PD-685	6825	98371	Echeandía	Tonalita	Roca con textura hipidiomórfica, granular, grano medio	plg (An_{50})-qtz-kfs-cpx (aeg, aug)-opx (hy)-bio-opq

Muestra	UTMX	UTMY	Unidad	Tipo de roca	Descripción	Minerales
M3-PD-765	6897	98297	Echeandía	Tonalita	Roca hipidiomórfica, granular, grano grueso a medio, algo alterada	plg (An_{38})-qtz-amph (hb)-kfs (mcl)-opq-chl(s)-bio(s)-ms(s)
M3-BX-487	7126	98737	El Corazón	Aplita	Roca caolinizada, finogranular, masiva, blanca, textura azucarada	plg-qtz-kfs-bio-opq-cc(s)
M3-PD-478	7194	98722	El Corazón	Diorita	Roca gris, hipidiomórfica, granular, grano medio	plg (An_{48})-amph (hb)-kfs-qtz-px-opq
M3-BX-462	7138	98821	El Corazón	Granodiorita	Roca hipidiomórfica, granular, grano medio, masiva	plg ($An_{33?}$)-qtz-kfs-amph-zr-opq-alt
M3-BX-480	7213	98676	El Corazón	Granodiorita	Roca hipidiomórfica, grano medio, concentración local de sulfuros	plg (An_{46})-qtz-kfs-bio-amph (hb)-opq
M3-BX-482	7208	98686	El Corazón	Granodiorita	Roca hipidiomórfica, granular, grano medio	plg (An_{45})-qtz-kfs-amph (hb)-bio-opq
M3-BX-538	7270	98720	El Corazón	Granodiorita	Roca alotriomórfica, granular, grano grueso a medio, algo alterada	plg (An_{40})-qtz-kfs (?)-bio-amph (hb)-chl-opq
M3-PD-137	7246	98739	El Corazón	Granodiorita	Roca hipidiomórfica, grano medio	plg-amph (hb)-bio-qtz-kfs-opq
M3-PD-516	7213	98778	El Corazón	Granodiorita	Roca hipidiomórfica, granular, grano medio, masiva	plg (An_{40})-qtz-kfs-bio-amph (hb)-opq
M3-PD-516A	7213	98778	El Corazón	Granodiorita	Roca hipidiomórfica, granular, grano medio	plg (An_{54})-qtz-kfs-amph (hb)-bio-opq
M3-PD-745	7133	98872	El Corazón	Granodiorita	Roca hipidiomórfica, granular, grano medio, alterada	plg (An_{46})-qtz-kfs (mcl)-amph (hb)-opq-bio(s)
M3-PD-747A	7131	98870	El Corazón	Granodiorita	Roca hipidiomórfica, granular, grano medio, alterada	plg (An_{50})-amph (hb)-kfs-qtz-opq-chl(s)-cc(s)
M3-PD-763	7244	98672	El Corazón	Granodiorita	Roca hipidiomórfica, granular, grano grueso, algo alterada	plg (An_{40})-qtz-amph (hb)-kfs-bio-opq-sph
M3-PD-973	7226	98732	El Corazón	Granodiorita	Roca hipidiomórfica, granular, grano medio a grueso, ligeramente alterada	plg (An_{50})-qtz-kfs (or)-amph (hb)-bio-zr-opq-ms(s)
M3-PD-992	7099	98883	El Corazón	Granodiorita	Roca hipidiomórfica, granular, grano medio a fino, fuertemente alterada	plg-qtz-kfs-amph (hb)-opq-chl(s)-epdt(s)
M3-PD-222	7241	98837	El Corazón	Micro-granodiorita	Roca con aspecto subvolcánico, grano fino, textura seriada, pilotaxítica	plg (An_{45})-qtz-bio-hb-sulfuros-kfs(?)
M3-BX-463	7142	98817	El Corazón	Monzodiorita	Roca alotriomórfica, granular, grano fino	plg (An_{60})-kfs-qtz-amph-bio-opq-epdt(s)
M3-PD-505	7140	98762	El Corazón	Tonalita	Roca alotriomórfica, granular, grano medio, muy alterada	plg-amph-qtz-ms
M3-BX-421	7311	97822	Gabroide indiferenciado	Cuarzo gabro	Roca verde, hipidiomórfica granular, grano medio, ligeramente alterada	px (aug di)-plg (An_{63})-amph-qtz-chl-opq-epdt(s)
M3-PD-873	6959	97830	Gabroide indiferenciado	Cuarzo gabro	Roca grano medio, ligeramente porfirítica	plg (An_{70})-px (aug di)-qtz-opq-amph(s)-serp(s)
M3-PD-199A	7046	97870	Gabroide indiferenciado	Gabro	Roca verde, porfirítica, grano medio, alterada	plg (An_{65})- px (aug di)-opq-chl(s)-epdt(s)-serp(s)
M3-PD-201	7002	97847	Gabroide indiferenciado	Gabro	Roca hipidiomórfica, grano grueso	plg-cpx (aug di)-opq-qtz(tr)-epdt(s)-serp(tr)-chl(s); concentraciones locales: px
M3-PD-242	7123	97418	Gabroide indiferenciado	Gabro	Roca gris-negra, grano medio, alterada, aspecto pseudoporfirítico	plg (An_{60})-cpx (aug di)-opq-zr-amph(s)-chl(s)-serp(s)
M3-PD-245	7128	97926	Gabroide indiferenciado	Gabro	Roca gris, hipidiomórfica, masiva, grano medio a grueso	plg-px (aug di)-amph-opq
M3-PD-504	7145	98760	Gabroide indiferenciado	Gabro	Roca hipidiomórfica, granular, ligeramente porfirítica, grano medio a grueso	plg-cpx (aug di)-opx(incl)-chl(s)-opq
M3-PD-810	7094	97843	Gabroide indiferenciado	Gabro	Roca hipidiomórfica, granular, grano medio, alterada	plg (An_{58})-amph(ferro hastingsita)-opq-cc(s)-epdt(s)
M3-PD-866	7091	97782	Gabroide indiferenciado	Gabro	Roca hipidiomórfica, granular, grano grueso, algo alterada	plg (An_{60})-px (aug)-opq-sph-amph(ural)
M3-PD-872A	6960	97826	Gabroide indiferenciado	Gabro	Roca hipidiomórfica, granular, grano fino	plg-px-opq
M3-PD-902	6996	97845	Gabroide indiferenciado	Gabro	Roca verde, hipidiomórfica, granular, grano medio, bastante alterada	plg-px (aug)-serp-opq-amph(ural?)-qtz(s)
M3-RV-234	7015	97895	Gabroide indiferenciado	Gabro	Roca hipidiomórfica, grano medio, alterada	px (aug di)-plg-opq-chl
M3-PD-499	7067	97718	Gabroide indiferenciado	Micro-gabro	Roca verde, grano medio, algo porfirítica, alterada	plg-px (aug di)-opq-chl(s)-epdt(s)
M3-PD-508	7133	98774	Gabroide indiferenciado	Micro-gabro	Roca masiva, fracturada, alterada, grano fino, aspecto ligeramente clástico, horizontes con sulfuros	plg-amph (hb)-chl-opq-cc(s)
M3-PD-850	6938	97890	Gabroide indiferenciado	Micro-gabro	Roca porfirítica, bastante alterada	fenocristales: plg-px-opq; matriz: plg-piribol-sauss
M3-PD-890	6975	97854	Gabroide indiferenciado	Micro-gabro	Roca bandeada, porfirítica, matriz finogranular	fenocristales: plg-px (aug)-chl-qtz-opq; matriz: plg-chl
M3-PD-891	6974	97856	Gabroide indiferenciado	Micro-gabro	Roca porfirítica, muy alterada, vetillas de cuarzo	fenocristales: plg-px (aug)-opq-chl(s); matriz: plg-opq-chl-qtz
M3-PD-238	7041	97929	Gabroide indiferenciado	Micro-gabro con cuarzo	Roca ligeramente porfirítica, matriz grano medio, alterada	plg (An_{54})-px (aug di)-qtz-opq-chl(s)-amph(s)-epdt(s)
M3-BX-102	7077	98158	Illiuví	Tonalita	Roca hipidiomórfica, grano grueso. En afloramiento hay concentración de máficos	plg (An_{64})-qtz-bio-hb-zr-opq-epdt(s)
M3-PD-103	7037	98159	Illiuví	Tonalita	Roca hipidiomórfica, grano grueso. En afloramiento hay concentración de máficos	plg-bio-amph-qtz-kfs (or)-opq
M3-PD-778	7072	98270	Illiuví	Tonalita	Roca alotriomórfica, granular, grano medio, alterada	plg-qtz-amph (hb)-bio-opq
M3-PD-787	7052	98154	Illiuví	Tonalita	Roca hipidiomórfica, granular, grano grueso a medio	plg (An_{44})-qtz-kfs (mcl)-bio-amph (hb)-zr-opq
M3-PD-788	7069	98159	Illiuví	Tonalita	Roca hipidiomórfica, granular, grano grueso a medio	plg (An_{44})-qtz-kfs (mcl)-bio-amph (hb)-zr-opq
M3-PD-558A	7327	98797	Intrusivo en Apagua	Micro-diorita	Roca porfirítica, matriz no orientada	fenocristales: plg (An_{40})-amph (hb)-qtz-opq-cc-chl-epdt; matriz: plg

Muestra	UTMX	UTMY	Unidad	Tipo de roca	Descripción	Minerales
M3-PD-68A	7136	98515	Intrusivo en Arrayanes	Granodiorita	Roca hipidiomórfica, grano medio, alterada	plg zonada (An_{48})-qtz-kfs-px uralitizado (aug di)-chl(s)-opq
M3-PD-897	6953	98079	Intrusivo en Arrayanes	Micro-gabro	Roca porfirítica, grano medio, matriz fina, bastante alterada	fenocristales: plg-amph (hb)-serp-opq; matriz: plg-serp
M3-BX-123	7023	98114	Intrusivo en Arrayanes	Micro-tonalita	Roca verde, finogranular, textura ofítica	plg (An_{40})-cpx (aug di)-qtz-chl(s)-epdt(s)
M3-PD-601	7003	98597	Intrusivo en Macuchi	Micro-granodiorita	Roca gris, porfirítica, grano medio	fenocristales: plg (An_{32})-amph (hb)-opq-chl(s)-epdt(s); matriz: qtz
M3-PD-586	7109	98626	Intrusivo en Macuchi	Plagio-granito	Roca hipidiomórfica, granular, grano medio, escasos máficos, algo alterada	plg (An_{32})-qtz-kfs-bio-amph-sph-opq-chl(s)-epdt(s)
M3-PD-281	7297	98079	Intrusivo en Pallatanga	Micro-granito	Roca porfirítica, grano medio, masiva, matriz muy finogranular	fenocristales: plg-qtz-bio-ms-kfs-apt; matriz: qtz-plg
M3-PD-272	7362	98002	Intrusivo en Yunguilla	Micro-granodiorita	Roca algo porfirítica, grano grueso	fenocristales: qtz-plg-amph (hb?)-kfs-opq; matriz: plg-qtz
M3-PD-272A	7362	98002	Intrusivo en Yunguilla	Micro-granodiorita	Roca porfirítica, matriz finogranular, no orientada	fenocristales: plg-amph (hb)-kfs-opq-apt; matriz: plg-qtz
M3-PD-384	7377	97958	Intrusivo en Yunguilla	Micro-granodiorita	Roca blanca, fracturada, porfirítica, matriz finogranular, alterada	fenocristales: plg-amph-opq-kfs; matriz: qtz-plg
M3-PD-38	7282	98855	Intrusivo en Zumbagua	Micro-tonalita	Roca porfirítica, alterada, matriz cuarzo-feldespática	plg ($An_{63?}$)-qtz-amph (hb)-opq-bio(s)-chl(s)-epdt(s)-cc(s)-ms(s)
M3-PD-40	7282	98855	Intrusivo en Zumbagua	Tonalita	Roca de grano medio, alterada	plg-amph (hb)-qtz-opq-chl(s)-ms(s)
M3-PD-40A	7282	98855	Intrusivo en Zumbagua	Tonalita	Roca alotriomórfica, grano medio, alterada	plg (An_{55})-amph (hb)-opq-chl(s)-cc(s)-ser(s)
M3-PD-855	6975	98036	Las Guardias	Granodiorita	Roca hipidiomórfica, granular, grano grueso a medio, algo alterada	plg (An_{46})-qtz-kfs-amph (hb)-px (aug di)-opq-epdt(s)-ms(s)-chl(s)
M3-BX-209	7073	97984	Las Guardias	Tonalita	Roca hipidiomórfica, grano medio, concentración de máficos	plg (An_{45})-qtz-kfs-bio-hb-opq
M3-PD-851	6987	98043	Las Guardias	Tonalita	Roca hipidiomórfica, granular, grano grueso, bastante alterada	plg (An_{43})-qtz-kfs (or)-amph (hb)-bio-ms-opq
M3-PD-537A	7272	98604	Macuchi	Andesita alterada	Roca porfirítica, intensamente alterada	fenocristales: plg-Fe ox-cc-chl-ser-opq-qtz; matriz: plg-arc-opq
M3-BX190	7123	97854	Macuchi	Andesita basáltica	Roca porfirítica, vetillas rellenas de sulfuros, matriz de grano medio	fenocristales: plg (An_{51})-amph (hb)-epdt(s); matriz: plg-amph-opq-alt
M3-PD-140A	7140	98743	Macuchi	Andesita basáltica	Roca negra, porfirítica, matriz finogranular, textura intergranular	fenocristales: plg (An_{54})-amph (hb)-opq; matriz intergranular: plg-bio-opq
M3-PD-190A	7123	97854	Macuchi	Andesita basáltica	Roca gris, porfirítica, matriz finogranular	fenocristales: plg (An_{55})-amph (hb)-epdt(s); matriz: plg-amph-opq-alt
M3-PD-761	7044	98729	Macuchi	Andesita basáltica	Roca verde, muy alterada, porfirítica	fenocristales: plg-chl-opq; matriz: arc-chl(s); vesículas: qtz-chl
M3-BX-525	7174	98597	Macuchi	Arenisca volcánica	Roca verde, finogranular, grano uniforme	clastos: qtz-plg-opq; matriz: vidrio devitrificado-plg
M3-PD-160	7317	98219	Macuchi	Arenisca volcánica	Roca clástica, grano medio, subredondeado, cemento fino	qtz-plg (An_{36})-bio-chl-epdt-ms-opq; cemento: qtz-bio
M3-PD-162	7342	98228	Macuchi	Arenisca volcánica	Roca clástica, grano medio, uniforme, subredondeado, cemento fino	qtz-plg (An_{36})-bio-chl-ms-cc-opq; cemento: mat mic-vidrio devitrificado
M3-PD-181	7210	98057	Macuchi	Arenisca volcánica	Roca café, finogranular, en afloramiento estratificado	clastos: líticos-cc-opq-plg-ol-px-epdt; matriz: cc-arc
M3-PD-203	7049	97943	Macuchi	Arenisca volcánica	Roca volcanoclástica, grano medio, sucia	clastos: plg-líticos; matriz: epdt-plg
M3-PD-364	7240	97873	Macuchi	Arenisca volcánica	Roca verde, grano medio, uniforme	plg-cpx (aug di)-opq-líticos-chl-cc
M3-PD-394A	7307	98085	Macuchi	Arenisca volcánica	Roca verde, grano medio, clástica, matriz finogranular	qtz-plg-chl-epdt-bio-amph
M3-PD-394B	7307	98085	Macuchi	Arenisca volcánica	Roca verde, tectonizada, clástica, matriz de grano fino	clastos: qtz-ms-epdt-bio-chl-plg-opq-Fe ox-amph; cemento: qtz-arc
M3-PD-884	7205	97958	Macuchi	Arenisca volcánica	Roca clástica, grano medio, silicificada, matriz finogranular	clastos: qtz-plg-chl-pump-epdt-opq; matriz: qtz-plg-chl
M3-BX-523	7155	98594	Macuchi	Arenisca volcánica (?)	Roca verde, int fract, meteorizada, finogranular, algo clástica	fenocristales: plg; matriz: plg-opq-arc-epdt-qtz
M3-PD-803	7185	97817	Macuchi	Arenisca volcánica (?)	Roca verde, muy finogranular, crudamente estratificada	fenocristales: chl-plg-qtz-mat mic-epdt
M3-BX-62	7056	98726	Macuchi	Basalto	Roca negra, ligeramente porfirítica, pilotaxítica	fenocristales: plg-px (aug di)-opq- Fe ox
M3-PD-132	7035	98553	Macuchi	Basalto	Roca finogranular, porfirítica, matriz pilotaxítica	fenocristales: plg (An_{65}); matriz: plg-opx-opq-chl
M3-PD-149	7291	98223	Macuchi	Basalto	Roca negra, porfirítica, matriz finogranular	fenocristales: plg (An_{66})-px-ilm-cc(s)-epdt(s)-clorofaita(alt); matriz: plg-opq-chl-vidrio
M3-PD-159	7263	98218	Macuchi	Basalto	Roca verdosa, finogranular, porfirítica	fenocristales: plg (An_{58-63})-chl-opq; matriz: vidrio devitrificado

Muestra	UTMX	UTMY	Unidad	Tipo de roca	Descripción	Minerales
M3-PD-235A	7013	97925	Macuchi	Basalto	Roca verde, porfirítica, matriz grano fino, muy alterada	fenocristales: px (aug di)-plg-chl-opq; matriz: vidrio-plg
M3-PD-335C	7237	98026	Macuchi	Basalto	Roca gris, porfirítica, matriz grano fino	fenocristales: cpx (aug di)-plg-ol-opq; matriz: plg-amph
M3-PD-497	7152	98635	Macuchi	Basalto	Roca verdosa, porfirítica, grano medio a fino, matriz finogranular	fenocristales: plg-amph (hb)-cpx (aug di)-opq; matriz: amph-plg-opq
M3-PD-575A	6966	98846	Macuchi	Basalto	Roca verde, intruida en 574, más finogranular, porfirítica	fenocristales: plg (An_{62})-cpx (aug di)-opq-epdt; matriz: plg
M3-PD-917	7154	97707	Macuchi	Basalto	Roca porfirítica, matriz finogranular, pillowlava (?)	fenocristales: plg-ol-px (aug di)-opq; matriz: plg-serp(s)-epdt(s)
M3-PD-189	7188	97844	Macuchi	Basalto alterado	Roca verde, ligeramente porfirítica	fenocristales: plg; matriz: plg-chl-cc-opq
M3-PD-400	7229	97962	Macuchi	Basalto alterado	Roca porfirítica, fenocristales pequeños en matriz criptocristalina, textura hialofítica	fenocristales: plg ($An_{40?}$)-chl-cpx (aug di)-qtz-epdt-opq
M3-PD-365	7237	97873	Macuchi	Basalto con amígdalas	Roca verde, masiva, ligeramente porfirítica, matriz afanítica, no orientada, vesículas	fenocristales: plg-px (aug di)-epdt-cc-pump-qtz; matriz: plg-vidrio devitrificado; amígdalas
M3-BX-493	7132	98702	Macuchi	Basalto tobáceo	Roca verde, porfirítica, matriz clorítica, amígdalas rellenas, ligero aspecto de pillowlava	fenocristales: plg-chl-px (aug di)-opq-epdt(s); matriz: plg-chl-opq (vidrio devitrificado)
M3-PD-613B	6974	98540	Macuchi	Basalto tobáceo	Roca verde, porfirítica, finogranular, escasos fenocristales muy alterados	fenocristales: chl-cc-opq-qtz (reempl)-opq; matriz: plg-vidrio devitrificado; amígdalas: qtz
M3-PD-674	6962	98155	Macuchi	Basalto tobáceo	Roca porfirítica, fenocristales gruesos en matriz de grano medio, composición uniforme	fenocristales: plg-px (aug)-chl (vidrio devitrificado)-epdt-opq; matriz: plg-chl-opq-epdt
M3-PD-582	7119	98609	Macuchi	Brecha lítica	Roca verde, grano medio, clástica	clastos: líticos-plg (An_{60})-px (aug?)-amph-opq; matriz: plg; amígdalas: qtz
M3-BX-520	7053	98689	Macuchi	Brecha volcánica	Roca verde, grano medio, clástica	clastos: líticos negros-plg-cpx-chl-opq
M3-BX-592	7134	98615	Macuchi	Brecha volcánica	Roca verde, clástica, grano grueso a medio, cantidad similar de clastos y matriz	clastos: plg-amph-epdt-px (aug di)-líticos-opq-cc(s)-chl (vidrio)
M3-PD-323	7233	97927	Macuchi	Brecha volcánica	Roca verde, clástica	clastos: líticos-chl-px-plg-epdt; matriz: vidrio devitrificado
M3-PD-331	7229	100013	Macuchi	Brecha volcánica	Roca verde, grano medio, clástica, cruda, estratificación, no matriz	clastos: líticos-plg-chl-px-ol-opq
M3-PD-334	7241	98024	Macuchi	Brecha volcánica	Roca verde, grano medio, clástica	clastos: plg-cc-chl-líticos; matriz: chl-opq
M3-PD-366	7235	97868	Macuchi	Brecha volcánica	Roca verde, masiva, clástica, matriz muy escasa	clastos: líticos-plg-px-epdt-cc; matriz: plg-vidrio devitrificado
M3-PD-571	6957	98838	Macuchi	Brecha volcánica	Roca verde, clástica, muy alterada	clastos: px-plg-qtz-líticos verdes-preh(s); matriz: epdt-chl-vidrio devitrificado-plg
M3-PD-736	6901	98853	Macuchi	Brecha volcánica	Roca porfiroclástica, fragmentos líticos y cristales, escasa matriz	clastos: líticos-plg-px-epdt-qtz-cc; matriz: plg-vidrio devitrificado
M3-PD-518	7056	98713	Macuchi	Brecha volcánica (and. volc.)	Roca verde, clástica, matriz finogranular	clastos: líticos negros-plg; matriz: plg-vidrio devitrificado
M3-PD-919	7209	98138	Macuchi	Caliza	Roca blanca, recristalizada, finamente estratificada, finogranular	cc-qtz-arc
M3-PD-584	7115	98617	Macuchi	Cuarzo-basalto	Roca gris, grano fino, ligeramente porfirítica, textura traquítica	fenocristales: plg-amph (hb?)-qtz-opq-chl(s)-epdt(s); matriz: plg-amph
M3-PD-249	7226	97896	Macuchi	Chert	Roca verde, masiva, finogranular, fracturada, silicificada	mega qtz-calced-micro qtz-chl-plg-epdt- Fe ox-opq
M3-PD-249A	7226	97896	Macuchi	Chert	Roca de aspecto clástico, grano fino, cristales enteros y rotos en matriz muy fina	clastos: qtz-plg-epdt-chl; matriz: micro qtz-calced-arc
M3-BX-142	7123	98723	Macuchi	Hialoclastita	Roca negra, porfiroclástica, matriz finogranular	clastos: plg-px (aug di)-chl radial-líticos cloritizados-cc ; matriz: chl
M3-PD-139	7140	98673	Macuchi	Hialoclastita	Roca verde, amigdaloidal, matriz finogranular, alterada	matriz: vidrio devitrificado-plg; amígdalas rellenas (chl-qtz-cc-epdt-mat mic)
M3-PD-140	7140	98743	Macuchi	Hialoclastita	Roca finogranular, amigdaloidal, alterada	fenocristales: plg alt; amígdalas rellenas (chl-cc-qtz-epdt-preh); clastos subangulares
M3-PD-368	7226	97858	Macuchi	Hialoclastita	Roca clástica, matriz clorítica	clastos: líticos-plg-chl-epdt-opq; matriz: vidrio devitrificado
M3-PD-710	7043	97862	Macuchi	Hialoclastita	Roca verde obscura, clástica, grano medio, aproximadamente equigranular	px (aug di)-plg-chl (vidrio devitrificado)-opq-qtz
M3-PD-737	7162	98911	Macuchi	Hialoclastita	Roca verde, fallada, muy alterada	cc-chl-plg-qtz-serp-opq
M3-PD-179	7198	98084	Macuchi	Hialoclastita (?)	Roca verde, clástica	clastos: plg-líticos volcánicos-cc-vidrio-px; matriz: vidrio devitrificado-cc
M3-BX-215	6980	98042	Macuchi	Corneana	Roca negra, finogranular, granofélsica	cristales aciculares, no orientados; crdt-bio-tc-ant-opq-plg(?)
M3-PD-214E	7005	98049	Macuchi	Corneana	Roca calcárea, granofélsica	cc-wo-opq

Muestra	UTMX	UTMY	Unidad	Tipo de roca	Descripción	Minerales
M3-PD-215A	6980	98042	Macuchi	Corneana	Roca verde, finogranular, algo fibrosa, granoblástica, no orientada	bio-antof-cord-ms-plg-opq
M3-PD-768	6834	98261	Macuchi	Corneana	Roca negra, grano fino, textura no orientada, ligeramente porfirítica, alterada	cc-plg-preh-amph-opq
M3-PD-846	7011	98048	Macuchi	Corneana (arenisca calcárea)	Roca blanca, granofélsica, finogranular	qtz-bio-cc-ga-ms-chl-plg-epdt
M3-BX-522	7151	98613	Macuchi	Corneana (arenisca volcánica)	Roca negra, finogranular, masiva, fuertemente silicificada, fragmentos de vidrio	clastos: líticos-plg-px-cc-epdt; matriz: vidrio devitrificado
M3-PD-645	6974	98387	Macuchi	Corneana (arenisca volcánica)	Roca gris, finogranular, granofélsica, indicios de estratificación	qtz-alt gris-opq-epdt-cpx(?)-mat micáceo
M3-PD-801C	7170	97829	Macuchi	Corneana (arenisca volcánica)	Roca verde, clástica, silicificada, clastos grandes en matriz fina	blastos: qtz-plg-pump-bio; matriz: qtz-plg-epdt
M3-PD-206	7154	97924	Macuchi	Corneana (arenisca)	Roca negra, finogranular, cuarzosa, recristalizada	qtz-cizo (2Vz~80)-sulfuros-sph
M3-PD-305	7063	98026	Macuchi	Corneana (arenisca)	Roca blanca, cuarzosa, silicificada, porfiroblástica, blastos ligeramente mayores que la matriz	qtz-plg-opq-chl-alt
M3-PD-306	7158	98093	Macuchi	Corneana (arenisca)	Roca porfiroblástica, cuarzosa, abundante pirita	qtz-ser-opq
M3-PD-672	6927	98237	Macuchi	Corneana (arenisca)	Roca blanca verdosa, grano fino a medio, porfiroblástica, matriz finogranular	blastos: qtz-opq; matriz: qtz-ms
M3-PD-587	7106	98622	Macuchi	Corneana (arenisca?)	Roca gris verde, finogranular, equigranular, no orientada, crecimiento microcristalino de cuarzo-feldespato-opacos	qtz-bio-opq-amph (hb)-epdt
M3-PD-690A	6844	98283	Macuchi	Corneana (basalto finogranular?)	Roca negra, grano fino, ligeramente porfirítica	plg (An_{60})-amph (hb)-bio-opq-epdt(s)
M3-PD-679	7006	98184	Macuchi	Corneana (basalto)	Roca verde, grano fino, crudo bandeamiento	plg-epdt-opq-cc(s)
M3-PD-846A	7011	98048	Macuchi	Corneana (calc-arenita)	Roca blanca, granofélsica, finogranular	qtz-bio-wo-ms-opq
M3-PD-847	6913	98046	Macuchi	Corneana (calc-arenita)	Roca verde, finogranular, recristalizada	qtz-cc-plg-epdt-amph-opq
M3-PD-898	7022	98071	Macuchi	Corneana (calc-arenita)	Roca granofélsica, no orientada, bandeada, dos tamaños de grano en bandas alternas (medio y fino)	qtz-amph (edenita)-ga-plg-cc-epdt(s)-sph
M3-PD-83A	7058	98336	Macuchi	Corneana (meta-arenita)	Roca granofélsica con xenolitos muy finogranulares	plg-qtz-amph-chl-opq
M3-PD-214A	7005	98049	Macuchi	Corneana (roca calcárea)	Roca blanca, grano grueso, textura granoblástica	cc-wo-opq-qtz
M3-PD-214	7005	98049	Macuchi	Corneana (roca calcárea)	Roca calcárea, silicificada, granoblástica, cuarzo recristalizado	plg-aug-chl-qtz-ser-opq
M3-PD-306A	7158	98093	Macuchi	Corneana (roca volcanoclástica)	Roca equigranular, grano fino, no orientada	plg-qtz-chl-opq-vidrio devitrificado
M3-PD-734	6976	98489	Macuchi	Corneana (toba cristalina)	Roca verde clástica, grano fino, relictos de clastos y amígdalas	blastos: plg-amph (hb)-líticos-qtz-epdt-opq; matriz: qtz-plg-opq
M3-BX-146A	7152	98603	Macuchi	Limolita cuarzosa	Roca verde, finogranular	qtz-arc-opq-chl
M3-PD-181A	7210	98057	Macuchi	Limolita cuarzosa	Roca finogranular, clastos pequeños, subangulares, matriz muy fina	qtz-plg-opq-cc-chl-epdt-ms; matriz: arc
M3-PD-485	7128	98730	Macuchi	Limolita cuarzosa	Roca verde, clástica, grano fino, silicificada, estratificada	arc-qtz-chl-opq-plg
M3-PD-844	7092	98089	Macuchi	Mármol	Roca finamente bandeada, alterada, grano medio, no orientada	cc-epdt-qtz-alt
M3-PD-845	7086	98082	Macuchi	Mármol	Roca blanca, finogranular, estratificada, no orientada, alterada	cc-wo-alt
M3-PD-848	6976	98042	Macuchi	Mármol	Roca negra, masiva, finogranular, no orientada	cc-opq-qtz-alt
M3-PD-199	7046	97870	Macuchi	Micro-diorita	Roca ligeramente porfirítica, grano medio a grueso, alterada	plg (An_{44})-epdt(s)-chl(s)-opq
M3-PD-246	7137	97927	Macuchi	Micro-diorita	Roca gris, masiva, grano medio a fino, hipidiomórfica, alterada	plg (An_{45})-amph- (hb?)-epdt-opq
M3-PD-756	7079	98779	Macuchi	Micro-diorita	Roca muy alterada, aspecto porfirítico	fenocristales: plg-epdt-amph (hb); matriz: opq-preh(s)
M3-BX-590	7130	98618	Macuchi	Micro-gabro	Roca verde, porfirítica, matriz grano medio	fenocristales: plg (An_{63})-amph-px (aug di)-opq-chl(s)-epdt(s); matriz: plg
M3-PD-331A	7234	100012	Macuchi	Micro-gabro	Roca obscura, grano medio, pilotaxítica, orientada en dominios, subofítica	plg (An_{54})-px (aug di)-opq-amph(sc)-vidrio devitrificado
M3-PD-397	7211	98139	Macuchi	Micro-gabro	Roca verde, masiva, porfirítica, matriz grano fino, intersertal	plg-cpx (aug di)-amph (hb)-chl-epdt-opq-qtz-cc
M3-PD-526	7201	98579	Macuchi	Micro-gabro	Roca gris verde, masiva, porfirítica, fenocristales de grano medio en matriz finogranular	plg (An_{54})-px-amph (ural)-chl-cc-opq
M3-PD-861	7128	97796	Macuchi	Micro-gabro	Roca porfirítica, grano fino, matriz ligeramente menor que fenocristales, alterada	fenocristales: plg-amph-opq-epdt(s)-chl(s)-cc(s); matriz: plg-amph-epdt
M3-PD-711B	6932	98073	Macuchi	Skarn	Roca blanca, criptocristalina, grano aproximadamente uniforme	tr-wo-di-epdt-cc-opq
M3-PD-929	7218	97759	Macuchi	Tectonita (arenisca volcánica)	Roca verde, grano medio, tectonizada, espejos de falla, clivaje tectónico	chl-amph-plg-qtz-opq
M3-BX-108	7020	98257	Macuchi	Toba cristalina	Roca negra, aspecto porfirítico, matriz finogranular	clastos: cpx (aug di)-ol-plg-cc-alt; amígdalas: qtz-epdt-preh
M3-PD-191	7122	97865	Macuchi	Toba cristalina	Roca verde, matriz vítrea escasa, clastos subangulares, cristales alterados, escasos fragmentos de vidrio	clastos: líticos volcánicos, sedimentos volcanoclásticos (?); cristales alterados: plg-opq

Muestra	UTMX	UTMY	Unidad	Tipo de roca	Descripción	Minerales
M3-PD-648	6997	98332	Macuchi	Toba cristalina	Roca gris-verde, algo recristalizada (cuarzo criptocristalino), amígdalas rellenas	clastos: qtz-plg-líticos-opq-Fe ox-epdt(s)-chl(s); matriz: plg-qtz
M3-PD-694	6871	98283	Macuchi	Toba cristalina	Roca alterada, grano fino, amígdalas rellenas	plg-Fe ox-opq; amígdalas: chl
M3-PD-718	7001	98278	Macuchi	Toba cristalina	Roca verde, tobácea, ligeramente porfirítica, matriz finogranular, fragmentos de vidrio	clastos: plg-opq-vidrio devitrificado-Fe ox; amígdalas: chl-epdt; matriz: vidrio devitrificado
M3-PD-718B	7001	98278	Macuchi	Toba cristalina	Roca verde, grano fino a medio, porfiroclástica, vesículas rellenas, alterada	clastos: plg; matriz: vidrio devitrificado-opq-plg; amígdalas: zeol-cc-chl-qtz
M3-PD-719	6999	98277	Macuchi	Toba cristalina	Roca verde, porfiroclástica, matriz vítrea parcialmente devitrificada	clastos: plg-ol-vidrio; amígdalas: qtz; matriz: plg-vidrio devitrificado
M3-PD-752	7071	98869	Macuchi	Toba cristalina	Roca porfiroclástica, clastos de grano medio en matriz finogranular	clastos: plg (An_{45})-cpx (aug di)-opq-cc(s); matriz: plag-chl(s)
M3-PD-756A	7079	98779	Macuchi	Toba cristalina	Roca porfiroclástica, alterada	clastos: plg (An_{45})-amph (hb)-líticos-opq-epdt(s)-cc(s)-preh(s); matriz: plg
M3-PD-926	7223	97746	Macuchi	Toba cristalina	Roca verde, grano medio, tectonizada, porfirítica, matriz finogranular	fenocristales: plg-opq-epdt(s)-cc(s)-chl(s); matriz: chl (vidrio devitrificado)
M3-PD-369	7223	97856	Macuchi	Toba cristalina (?)	Roca porfiroclástica, clastos epidotizados en matriz finogranular	clastos: epdt-plg-opq-cc; matriz: epdt-serp(?)
M3-PD-578	6969	98878	Macuchi	Toba dacítica	Roca verde, grano fino, clástica, con amígdalas	clastos: plg-qtz-amph (hb)-opq; matriz: plg-epdt; amígdalas: epdt
M3-BX-138	7129	98726	Macuchi	Toba lítica	Roca clástica, grano medio, matriz finogranular escasa, clastos pequeños angulares, fragmentos de vidrio	clastos: plg-líticos-epdt-cc-mineral rojizo(?)-adularia-opq
M3-BX-141	7125	98730	Macuchi	Toba lítica	Roca verde, porfiroclástica, matriz finogranular	clastos: plg-qtz-líticos-vidrio-cc-epdt; amígdalas: qtz-chl; matriz: chl
M3-BX-146	7152	98730	Macuchi	Toba lítica	Roca verde, porfiroclástica, escasa matriz finogranular	clastos: plg-qtz-líticos-px (aug di)-cc; amígdalas: qtz-chl; matriz: chl-cc-plg-epdt-vidrio devitrificado
M3-BX-996	6939	98879	Macuchi	Toba lítica	Roca porfiroclástica, muy alterada	clastos: líticos-plg-amph-opq-epdt(s); matriz: chl-plg (vidrio devitrificado)
M3-PD-184	7210	98034	Macuchi	Toba lítica	Roca verde, clástica, fragmentos de vidrio cloritizados, escasa matriz, raras amígdalas	clastos: líticos volcanoclásticos; cristales: plg (An_{54})-aug; matriz: chl-cc
M3-PD-485A	7128	98730	Macuchi	Toba vítrea	Roca verde, clástica, grano medio, matriz finogranular	clastos: plg-chl-líticos rojizos-qtz-opq-rut-px; matriz: chl
M3-BX-143	7128	98718	Macuchi	Toba vítrea	Roca verde, clástica, vesículas parcialmente rellenas, fragmentos líticos, matriz finogranular	clastos: px (aug di)-plg-cc-qtz-chl-opq-epdt (s); matriz: chl (vidrio devitrificado)
M3-PD-573	7998	98779	Macuchi	Toba vítrea	Roca verde, silicificada, porfirítica, abundantes amígdalas	clastos: plg (An_{64})-epdt-qtz-px; amígdalas: zeol-qtz-px; matriz: chl
M3-PD-579A	6928	98837	Macuchi	Toba vítrea	Roca verde, grano medio, bandeada, clástica	clastos: plg-cpx (aug di)-qtz-líticos-opq-cc(s); matriz: vidrio devitrificado-epdt
M3-PD-646	6991	98374	Macuchi	Toba vítrea	Roca verde, volcanoclástica, fracturada, con espejos de falla, fragmentos cristalinos y vítreos	plg-chl (vidrio devitrificado)-arc-opq-qtz(s)-cc(s)
M3-PD-718A	7001	98278	Macuchi	Toba vítrea	Roca verde, matriz finogranular, tobácea	clastos: plg-chl-opq; amígdalas: pump-preh-alt; matriz: vidrio devitrificado-opq-plg
M3-PD-718C	7001	98278	Macuchi	Toba vítrea	Roca verde, grano fino a medio, amígdalas rellenas	plg-opq-epdt; amígdalas: epdt-cc-chl-preh
M3-PD-720A	6996	98276	Macuchi	Toba vítrea	Roca verde, clástica, grano fino	clastos: chl-plg-px (aug di)-qtz; amígdalas: qtz-arc-chl; matriz: vidrio
M3-PD-976	7419	98621	Macuchi	Toba vítrea	Roca verde, finogranular, porfirítica, amígdalas rellenas	clastos: cpx-plg-chl-opq; amígdalas: qtz-chl; matriz: vidrio devitrificado
M3-PD-239	7044	97933	Macuchi	Toba vítrea alterada	Roca verde, vesicular	qtz-chl-epdt-pump-amph-plg-opq; amígdalas parcialmente rellenas
M3-PD-214C	7005	98049	Macuchi	Ultramilonita	Roca totalmente molida, negra, clivaje tectónico, vetillas de cc	qtz-opq-arc-cc
M3-BX-998A	6935	98863	Macuchi (?)	Andesita	Roca porfirítica, matriz finogranular	fenocristales: plg (An_{44})-amph (hb)-opq-epdt(s); matriz: chl-plg-opq-bio
M3-LP-1057	7114	97890	Macuchi (?)	Arenisca	Roca clástica, granular, grano medio a grueso, subredondeado, cubierto por pátina rojiza	qtz-alt-opq
M3-PD-627	6789	98444	Macuchi (?)	Basalto	Roca verde, recristalizada, porfirítica, matriz grano fino a medio, alterada	fenocristales: plg (An_{63})-px (aug di)-opq-epdt(s)-chl(s)-cc(s); matriz: plg-cpx

Muestra	UTMX	UTMY	Unidad	Tipo de roca	Descripción	Minerales
M3-LP-2011	0	0	Macuchi (?)	Caliza	Roca finogranular, masiva, no orientada, fósiles (?)	cc (ca. 99%)-opq
M3-BX-467	7131	98789	Macuchi (?)	Corneana	Roca porfiroblástica, silicificada, matriz grano medio	blastos: px (aug di)-ser-plg-opq-chl(s)-amph(s)-epdt(s); matriz: chl
M3-PD-469A	7178	98739	Macuchi (?)	Corneana	Roca verde, grano medio a fino, recristalizada, granofélsica	qtz-chl-ms-bio-opq
M3-PD-224	7233	98829	Macuchi (?)	Corneana (arenisca)	Roca negra, finogranular, granofélsica	qtz-plg (An_{44})-ms-bio-opq
M3-PD-517	7194	98759	Macuchi (?)	Corneana (basalto finogranular?)	Roca verde, finogranular, ligeramente porfiroblástica, alterada, fracturada	plg-amph-opq-epdt
M3-PD-909	7124	97827	Macuchi (?)	Corneana (toba cristalina)	Roca negra, ligeramente porfirítica, amígdalas	blastos: plg-amph-qtz-opq; amígdalas: qtz; matriz: plg-chl-amph(hb)-qtz
M3-LP-042	0	0	Macuchi (?)	Toba cristalina	Roca con aspecto porfirítico, amígdalas cloritizadas	clastos: plg; amígdalas: chl; matriz: plg-px-epdt
M3-PD-338	7240	98030	Pallatanga	Andesita tobáceas	Roca verde, porfirítica, matriz grano fino, amígdalas	fenocristales: cpx (pig?)-plg (An_{35}); amígdalas: preh-zeol; matriz: vidrio devitrificado
M3-PD-316	7316	97854	Pallatanga	Arenisca volcánica	Roca clástica, grano medio, recristalizadas, matriz escasa	clastos: plg-serp-ol-px-cc-opq-qtz(s)-líticos; matriz: vidrio devitrificado
M3-BX-545	7414	98601	Pallatanga	Basalto	Roca porfirítica, grano medio, muy meteorizada	fenocristales: plg (An_{58})-cpx (aug)-opx-ol-opq; matriz: plg-vidrio devitrificado
M3-PD-547	7418	98583	Pallatanga	Basalto	Roca negra gris, porfirítica, grano medio, matriz finogranular	fenocristales: plg (An_{65})-opx (aug di?)-ol-opq-cc; matriz: vidrio devitrificado
M3-PD-248	7223	97898	Pallatanga	Basalto picrítico (?)	Roca negra-verde, masiva, grano medio, ligeramente porfirítica, matriz finogranular	fenocristales: cpx-ol-plg-chl-qtz(s)-epdt(s); matriz: plg-Fe ox-px-epdt-ol(?)
M3-PD-248A	7223	97898	Pallatanga	Basalto picrítico (?)	Roca máfica, porfirítica, vesicular, alterada, abundante epidota	fenocristales: px (aug di)-serp-ser(s); amígdalas: qtz-preh; matriz: px-ol-plg
M3-PD-338B	7240	98030	Pallatanga	Basalto vesicular	Roca verde, masiva, porfirítica, alterada	fenocristales: cpx (aug di)-plg-epdt; amígdalas: plg; matriz: vidrio devitrificado
M3-PD-396B	7283	98095	Pallatanga	Calc-arenita (roca ultramáfica alterada)	Roca roja, finogranular, masiva, no orientada	qtz-Fe ox-verm(?)
M3-PD-301	7322	97847	Pallatanga	Cuarzo-gabro	Roca obscura, grano medio, hipidiomórfica	plg-px-qtz-chl-cc
M3-BX-1019	7284	98086	Pallatanga	Gabro	Roca hipidiomórfica granular, grano grueso a medio, alterada	clastos: líticos-vidrio-ol-px (aug)-cc(s)-serp(s)-clorofaita
M3-PD-152	7343	98224	Pallatanga	Gabro	Roca masiva, grano fino a medio, granular, alterada	cpx (aug)-epdt-plg-opq-ol
M3-PD-162C	7342	98228	Pallatanga	Gabro	Roca holocristalina, grano medio, alterada	cpx (di)-amph (hb)-ol-plg-chl(s); vetillas: preg-Tc-serp
M3-PD-162D	7342	98228	Pallatanga	Gabro	Roca holocristalina, grano medio, alterada	cpx(di)-plg(?)-ol-amph(s)-chl(s); vetillas: cc
M3-PD-267	7328	97886	Pallatanga	Gabro	Roca obscura, grano medio, hipidiomórfica	plg-px (aug)-serp-chl-epdt-opq
M3-PD-267B	7328	97886	Pallatanga	Gabro	Roca obscura, grano medio, hipidiomórfica	cpx-plg-epdt-opq-sph(s)-chl(s)
M3-PD-301A	7322	97847	Pallatanga	Gabro	Roca obscura, grano medio, hipidiomórfica	plg-px (aug di)-amph-serp
M3-PD-312	7337	97932	Pallatanga	Gabro	Roca masiva, tectonizada, grano medio, vetillas de cc	px (aug)-plg-ol-serp-chl-cc-sph-opq
M3-PD-312C	7337	97933	Pallatanga	Gabro	Roca masiva, grano fino a medio, parcialmente serpentinizada, textura ofítica	plg-px (aug di)-serp-cc-opq
M3-PD-312D	7337	97933	Pallatanga	Gabro	Roca masiva, grano fino a medio, ofítica, cortada por vetillas de cc	plg-px (aug di)-serp-cc-opq
M3-PD-542C	7385	98546	Pallatanga	Gabro	Roca hipidiomórfica, granular, grano medio, parcialmente alterada	plg-px-chl-opq
M3-PD-953A	7323	97847	Pallatanga	Gabro	Roca ligeramente porfirítica, grano medio, parcialmente serpentinizada	plg-serp-px (aug)-opq-chl
M3-PD-953B	7323	97847	Pallatanga	Gabro	Roca ligeramente porfirítica, grano medio, parcialmente serpentinizada	plg-serp-px (aug)-opq
M3-PD-312E	7337	97933	Pallatanga	Gabro alterado	Roca ligeramente porfirítica, finogranular, parcialmente serpentinizada, muy alterada	px (aug di)-plg-serp-cc-epdt-opq
M3-BX-1018	7294	98093	Pallatanga	Hialoclastita	Roca clástica, líticos subangulares, fragmentos de cristales, vidrio ligeramente devitrificado formando fragmentos de vidrio	clastos: líticos-vidrio-ol-px-cc(s)-serp(s)-clorofaita; matriz: opq-cc-alt
M3-PD-335	7237	98023	Pallatanga	Micro-gabro	Roca verde, hipidiomórfica, grano medio, muy alterada	aug-pig-plg (An_{50})-amph(s)-opq
M3-PD-338D	7240	98030	Pallatanga	Micro-gabro	Roca porfirítica, matriz grano medio	fenocristales: plg (An_{44})-px (aug di)-serp; matriz: plg-px-opq-tc(s)-epdt(s)
I-85-MC	0	0	Pallatanga	Ortopiroxenita con anfíbol	Roca hipidiomórfica, granular, grano grueso a medio, bordes alterados a tc	opx-amph-saph-tc-opq
I-85-MG	0	0	Pallatanga	Ortopiroxenita con anfíbol	Roca hipidiomórfica, granular, grano grueso a medio, bordes alterados a tc	opx-amph(orto?)-tc-opq-saph

Muestra	UTMX	UTMY	Unidad	Tipo de roca	Descripción	Minerales
M3-BX-542	7385	98546	Pallatanga	Pillow lava (?)	Roca negra-verde, finogranular, porfirítica, muy alterada, estructuras esferoidales	fenocristales: plg-px-opq-clorofaita-ol(?)-qtz(vet)-cc(vet); matriz: vidrio devitrificado
M3-PD-162E	7342	98228	Pallatanga	Piroxenita con olivino	Roca hipidiomórfica, granular, grano medio, alterada	cpx (di)-ol-serp(s)
M3-PD-162F	7342	98228	Pallatanga	Piroxenita con olivino/Melilitolita (?)	Roca hipidiomórfica, granular, grano medio, alterada	cpx (aug di)-ol-opq-serp?(s)(melilita?)
M3-PD-953	7323	97847	Pallatanga	Plagio-peridotita	Roca hipidiomórfica, granular, grano medio, parcialmente serpentinizada, alterada	px (aug)-plg-serp-opq-alt(ol?)
M3-PD-162B	7342	98228	Pallatanga	Roca verde serpentinizada	Roca muy finogranular, cortada por vetas, alterada	serpentinizada en muestra de mano; lámina delgada: alterada, parda; chl-epdt-serp
I-8544	0	0	Pallatanga	Serpentinita	Roca orientada, microplegada, muy deformada	serp-chl-opq
M3-PD-266	7328	97905	Pallatanga	Serpentinita	Roca obscura, grano medio, hipidiomórfica	serp-tc
M3-PD-312A	7337	97933	Pallatanga	Serpentinita	Roca masiva, grano medio, buen desarrollo de serpentina, vetillas de cc	serp-px (aug di)-cc-opq-qtz(s)
M3-PD-314	7328	97911	Pallatanga	Serpentinita	Roca de aspecto porfirítico, grano medio	serp-tc-opq
M3-PD-316C	7316	97854	Pallatanga	Serpentinita	Roca tectonizada, finogranular	serp-opq
M3-PD-326A	7234	97948	Pallatanga	Serpentinita	Roca verde, foliada, grano medio, porfiroblástica	serp-opq-chl-tc
M3-PD-326B	7234	97948	Pallatanga	Serpentinita	Roca tectonizada, masiva, no orientada, vetillas de plagioclasa-epidota	serp-sph-epdt(vet)-plg(vet)
M3-PD-396	7283	98095	Pallatanga	Serpentinita	Roca fragmental, intensamente tectonizada	serp-ol-px-tc-opq-cc
M3-PD-542D	7385	98546	Pallatanga	Serpentinita	Roca de grano fino, no orientada, filosilicatos en agregados radiales	serp-px (aug di)-opq-cc
M3-PD-358	7233	97942	Pallatanga	Serpentinita (Milonita)	Roca afanítica, orientada, pseudomorfos de blastos ojosos en dirección de esfuerzo, reemplazamiento	serp-opq
M3-PD-358A	7233	97942	Pallatanga	Serpentinita (Milonita)	Roca afanítica, orientada, pseudomorfos de blastos ojosos en dirección de esfuerzo, reemplazamiento	serp-opq
M3-PD-953C	7323	97847	Pallatanga	Serpentinita (pillow lava)	Roca porfirítica, con amígdalas, matriz de grano fino	fenocristales: serp; amígdalas: chl-qtz; matriz: serp
M3-PD-338A	7240	98030	Pallatanga	Toba cristalina	Roca verde, grano medio, clástica, matriz cloritizada	clastos: plg-chl-px (aug di)-ms-líticos; matriz: chl-cc-plg
M3-PD-338C	7240	98030	Pallatanga	Toba cristalina	Roca tectonizada, porfiroclástica	clastos: líticos-plg-px-serp-opq; amígdalas: calced-zeol; matriz: vidrio devitrificado
M3-PD-152A	7343	98224	Pallatanga	Toba vítrea	Roca grano medio, cizallada, vesicular	clastos: plg-epdt-cpx; amígdalas: plg-epdt; matriz: vidrio devitrificado-serp
M3-PD-162A	7342	98228	Pallatanga	Websterita	Roca hipidiomórfica, granular, grano medio, alterada	cpx (aug di)-hy-sp-serp-chl-clzo-opq
M3-PD-326	7234	97948	Pallatanga	Websterita	Roca verde, masiva, grano medio, espejos de falla	serp-cpx (di)-opx(hy)-opq
M3-PD-326C	7234	97948	Pallatanga	Websterita	Roca verde, masiva, grano medio, tectonizada	serp-cpx (aug di?)-opx-opq
AI-8545	0	0	Pallatanga	Websterita con espinela	Roca hipidiomórfica, granular, grano grueso	opx-cpx-sp-serp
MI-8545	0	0	Pallatanga	Websterita con espinela	Roca hipidiomórfica, granular, grano grueso	cpx-sp-serp
M3-PD-152B	7343	98224	Pallatanga	Websterita con espinela	Roca hipidiomórfica, granular, grano medio, alterada	cpx (aug di)-opx-sp-opq
M3-PD-341	7238	98051	Pallatanga (?)	Andesita	Roca porfirítica, pequeños fenocristales, matriz traquítica	fenocristales: plg-px (aug di)-opq-qtz; amígdalas: qtz; matriz: vidrio devitrificado-plg
M3-PD-399A	7242	98019	Pallatanga (?)	Arenisca calcárea tectonizada	Roca finogranular, intensamente tectonizada, vetillas de cc	arc-qtz-cc-opq-plg
M3-PD-42	7270	98847	Pilaló	Andesita	Roca negra, ligeramente porfirítica, grano medio	fenocristales: plg-px (aug di)-opq; matriz: plg-px-vidrio devitrificado-opq
M3-PD-42A	7270	98847	Pilaló	Micro-diorita	Roca porfirítica, fenocristales grandes, matriz de grano medio	fenocristales: plg (sauss An_{38})-chl; matriz: plg-epdt-px-chl-ms-opq
M3-PD-219A	7259	98847	Pilaló (?)	Brecha lítica	Roca verde, grano medio, clástica	clastos: qtz-líticos; matriz: epdt-chl-plg (vidrio devitrificado)
M3-PD-219	7259	98847	Pilaló (?)	Brecha tobácea	Roca verde, fragmental, matriz finogranular	clastos: líticos volcánicos y volcanoclásticos; cristales alterados: plg-px; matriz: vidrio devitrificado
M3-BX-218	7262	98848	Pilaló (?)	Corneana	Roca verde, recristalizada, porfirítica	fenocristales: plg; amígdalas: chl-cc; matriz: plg-epdt-ms-opq-cc
M3-RH-315	0	0	Pujilí	Anfibolita	Roca foliada, grano medio, blástica, muy fresca	plg (An_{62})-amph (hb)-epdt

Muestra	UTMX	UTMY	Unidad	Tipo de roca	Descripción	Minerales
M3-LP-1059	7225	98221	Santa Fe (?)	Tonalita	Roca hipidiomórfica, granular, grano medio a fino, alterada	plg (An_{44})-qtz-kfs-amph (hb)-opq
M3-PD-950	7315	97815	Sibambe	Andesita	Roca gris, porfiroclástica, clastos parcialmente fracturados en matriz finogranular	fenocristales: plg (An_{51})-px (aug?)-oxyhb-opq-qtz-epdt(s); matriz: vidrio
M3-PD-961	7538	97910	Sibambe	Andesita basáltica	Roca porfirítica, matriz grano medio, café, casi isotrópica	fenocristales: plg-serp-opq-cc(s); matriz: vidrio ligeramente devitrificado
M3-PD-970	7293	98226	Sibambe	Andesita basáltica	Roca porfirítica, matriz finogranular	fenocristales: plg (An_{50})-cpx (aug)-opq-chl(s)-epdt(s)-cc(s); matriz: vidrio-plg
M4-PD-4	7152	99021	Unacota	Caliza	Roca finogranular, gris	cc recristalizada; cc (99%), qtz intergranular
M3-PD-889	6986	97838	Undushig	Monzodiorita	Roca hipidiomórfica, granular, grano medio a grueso, ligeramente alterada	plg (An_{50})-qtz-kfs-amph (hb)-bio-sph-opq
M3-PD-264A	7324	97885	Yunguilla	Arenisca	Roca clástica, grano grueso, matriz finogranular	clastos: líticos-cc-plg-qtz-amph-px-epdt-chl; matriz: arc
M3-PD-321	7360	97922	Yunguilla	Arenisca	Roca finogranular, clástica, ligeramente orientada	clastos: qtz-plg-opq; matriz: arc
M3-PD-424	7315	97826	Yunguilla	Basalto	Roca porfirítica, grano fino a medio, matriz no orientada	fenocristales: plg (An_{52}); matriz: plg (An_{41})-px-opq
M3-PD-174	7376	98275	Yunguilla	Caliza	Roca calcárea, aspecto sucio, masiva, blancuzca	cc-qtz-líticos-opq
M3-PD-320A	7346	97923	Yunguilla	Caliza	Roca finogranular, estratificada, plegada, calcárea	cc-qtz-plg-opq
M3-PD-446	7444	98228	Yunguilla	Caliza	Roca clástica, grano medio, recristalizada	cc-qtz-fósiles (trz)
M3-PD-172	7415	98195	Yunguilla	Caliza impura	Roca calcárea, aspecto sucio, intensamente tectonizada, grano medio, uniforme	cc-qtz intersticial-arc-opq
M3-PD-178	7347	98233	Yunguilla	Caliza (?)	Roca verde, no se reconoce protolito, intensamente tectonizada	cc-alt-opq
M3-PD-316D	7316	97854	Yunguilla	Corneana (Meta-arenisca)	Roca alterada, grano fino	qtz-plg-epdt-pump-chl-cc
M3-RV-264C	7324	97885	Yunguilla	Corneana (roca ultramáfica alterada?)	Roca de grano medio a fino, hojuelas micáceas no orientadas con cuarzo intersertal	verm-qtz-opq
M3-LP-1043	7145	98506	Zumbagua	Andesita	Roca porfirítica, matriz finogranular	fenocristales: plg (An_{43})-amph(hb)-opq; matriz: plg-amph-opq
M3-PD-974	7323	98551	Zumbagua	Basalto	Roca gris, porfirítica, matriz finogranular	fenocristales: opx-cpx (aug)-plg (An_{66})-opq; matriz: plg-opq
M3-PD-975	7362	98547	Zumbagua	Basalto	Roca porfirítica, aspecto columnar, matriz finogranular	fenocristales: plg (An_{64})-px (aug di)-opq-cc(s); matriz: plg-vidrio devitrificado
M3-PD-764	7224	98484	Zumbagua	Ignimbrita basáltica	Roca gris café, fragmental, cristales parcialmente rotos en matriz vítrea no orientada	fragmentos: plg (An_{63})-cpx (aug)-opx-opq-alt; matriz: vidrio-plg
M3-PD-552	7343	98827	Zumbagua	Toba vítrea	Roca negra, masiva, clástica	clastos: plg-líticos-chl-cc-cpx-opq-epdt; matriz: vidrio devitrificado-plg
M3-PD-552B	7343	98827	Zumbagua (?)	Andesita con hornblenda	Roca porfirítica, matriz félsica de grano medio	fenocristales: plg (An_{47})-amph (hb)-cpx-opq; matriz: plg

